

Xenia Rios 1979

PETROLOGIA

WALTER T. HUANG, Ph. D.

*Profesor asociado de Geología
Departamento de Geología
Universidad Baylor*

TRADUCCIÓN AL ESPAÑOL POR

RAFAEL GARCIA DIAZ

Ingeniero de Minas

REVISIÓN DE LA TRADUCCIÓN POR

SALVADOR ORELLANA ROMERO

Ingeniero de Minas

PRIMERA EDICIÓN EN ESPAÑOL



UNION TIPOGRAFICA EDITORIAL HISPANO AMERICANA.

Barcelona, Bogotá, Buenos Aires, Caracas, Guatemala, La Habana, Lima, Montevideo,
Quito, Rio de Janeiro, San José de Costa Rica, San Salvador, Santiago.

MEXICO

PETROLOGIA

Esta obra es la traducción al español, debidamente autorizada, de la publicada originalmente en inglés por McGraw-Hill Book Company, de Nueva York, EE. UU., con el título de

PETROLOGY

DERECHOS RESERVADOS, © 1968, POR «UTEHA»
(UNIÓN TIPOGRÁFICA EDITORIAL HISPANO-AMERICANA)
Avenida de la Universidad, 767, México 12, D. F.
Queda hecho el registro y el depósito que determinan las respectivas leyes en todos los países de lengua española.

IMPRESO EN MEXICO
PRINTED IN MEXICO

Prólogo

Como resultado de muchos años de enseñanza y de investigación en la Petrología, advertí la creciente necesidad de una obra que satisficiera las exigencias básicas del estudiante que se inicia en la geología y, a la vez, se presentara convenientemente para ser utilizada por quienes tienen contacto con los aspectos técnico y aplicado de la geología, en todos los cuales cierto conocimiento general de las rocas es esencial.

Este libro fue formado partiendo de un curso de conferencias sustentadas originalmente en la Universidad de Oklahoma y más tarde en la Universidad Hardin-Simmons y en la Universidad Baylor. Las conferencias fueron dirigidas no sólo a estudiantes de geología sino también a estudiantes de otras ciencias, particularmente de ingeniería del petróleo. La presentación seguida en esta obra fue adoptada siguiendo bastante de cerca el programa de un curso de un semestre sobre la materia. La obra lleva el propósito de servir como un texto para el estudio sistemático y la comprensión de las rocas en los niveles inicial e intermedio. Presupone que el estudiante ha cursado geología física y mineralogía elemental en una universidad. Se ha intentado la tarea de resumir la petrología moderna desde el punto de vista de la petrogénesis. La escala del trabajo es pequeña en comparación con la tremenda magnitud de este tema, pero a pesar de ello se cree que ha quedado el campo suficientemente cubierto.

Este texto fue planeado para proporcionar en un volumen pequeño una revisión de los minerales formadores de rocas que se encuentran en las rocas más comunes, junto con tablas determinativas para ayudar a la identificación de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y descripciones de los tipos de las rocas comunes.

El estudio de las rocas, como bien se ha dicho, debe comenzarse en el campo, continuarse con el microscopio y terminarse con el crisol. Una roca puede recibir un nombre con base en su ocurrencia en el campo y en su examen macroscópico, sólo para requerir otro cuando se la estudia bajo el microscopio, y quizá un tercero cuando se la analiza químicamente; éstas son dificultades que no pueden evitarse. En este libro

se describen a su turno las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, concediendo tanta atención a su apariencia en el campo como a sus caracteres mineralógicos y químicos. La petrología moderna se ha convertido en físico-química aplicada a la corteza de la Tierra. He incluido, por lo tanto, unos cuantos sistemas de equilibrio de los silicatos y otros tópicos relacionados que son del dominio de la físico-química, en el estudio de la formación de los minerales y de la petrogénesis.

La descripción de las rocas tiene en esta obra algunas peculiaridades novedosas. Las rocas plutónicas y volcánicas han sido separadas entre sí, en reconocimiento de la amplia divergencia de puntos de vista relativos al origen de las rocas plutónicas. Los aspectos de los tipos de rocas considerados en la obra se tratan en general en el orden siguiente: composición y textura, variedades, alteración, ocurrencia en el campo y origen. La finalidad ha sido, en toda la obra, hacer notar el carácter arbitrario de todos los agrupamientos de rocas y la naturaleza de cambio gradual de todas las series de rocas. Se ha insistido, también, en el carácter de transición de muchos fenómenos ígneos y metamórficos.

Las rocas ígneas y metamórficas son tratadas como productos de evolución química y física, de acuerdo con los conceptos modernos. Se hace mención especial en toda la obra al encomiable libro *Igneous and Metamorphic Petrology*, de Francis J. Turner y John Verhoogen.¹ Este es el examen y vista panorámica moderno más satisfactorio y estimulante de la petrogénesis ígnea y metamórfica conocido del autor, quien, por tal motivo, ha llamado la atención libremente y repetidas veces hacia las conclusiones expresadas en él.

Al ocuparse de las rocas sedimentarias, se realza el concepto de que las rocas sedimentarias son productos de herencia y de ambiente, siendo el último el más importante. La comprensión de los sedimentos y de los procesos sedimentarios requiere la consideración completa de aquellos factores ambientales que tienen mayor influencia en la producción, transporte, depósito y modificación subsecuente del sedimento.

Las miras pedagógicas de este libro son simplificar, aclarar e informar. Las tres tablas para la determinación macroscópica de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, respectivamente, son nuevas. La guía simple hacia la identificación de todas las rocas ha demostrado tener buen éxito durante los muchos años de impartir mis clases de petrología. Todos los diagramas pueden servir como ayudas para la memorización de la composición mineralógica de las rocas ígneas. Las ilustraciones del texto han sido seleccionadas en la mayoría de los casos para dar información específica, más bien que ideas generales. Se han hecho esfuerzos muy especiales para conseguir que la definición defina

¹ McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1960.

y que la explicación explique, y para hacerlas inteligibles a aquellos que todavía no están familiarizados con estos asuntos.

Este texto es el resultado de una larga experiencia en la enseñanza de grandes grupos de estudiantes principiantes e intermedios, y los temas han sido expuestos siguiendo tal experiencia de un modo directo y sencillo. Se ha tratado lo substancial de las diversas fases de la ciencia de tal forma que un solo libro pueda llenar las necesidades de las siguientes personas:

1. El estudiante principiante de geología, que elija tomar petrología.
2. El estudiante que esté interesado en la petrología por sí misma o que necesite un volumen de introducción con objeto de seguir los libros de consulta ordinarios más avanzados y teóricos.
3. El estudiante de los aspectos técnico y aplicado de la geología que desee estudiar las tres más grandes divisiones de las rocas, a saber, las ígneas, sedimentarias y metamórficas, tratadas en un volumen.
4. El geólogo en ejercicio o el geólogo de campo, quienes por su propio interés deseen mantenerse al corriente de las nuevas ideas y tendencias de la ciencia de las rocas que estudiaron en la universidad.

Estoy obligado para con las muchas personas que me prestaron su ayuda en el arreglo del texto y la recopilación de ejemplos específicos para ilustración. Es apropiado aquí expresar mi reconocimiento especial por la inspiración, así como por la información aportada, al trabajo publicado de los doctores N. L. Bowen, H. Williams, R. A. Daly, S. J. Shand y Tom F. W. Barth. Me he beneficiado inconmensurablemente de las discusiones informales sostenidas con mis colegas, los doctores James W. Dixon, Jr. y Oliver T. Hayward, así como el señor Richmond E. Bronaugh, cada uno de los cuales leyó e hizo sugerencias sobre los capítulos 7 y 10 y sobre las secciones relativas a las guías para la determinación macroscópica de las rocas. Debo mi agradecimiento particular a los doctores Wendell J. Ragan y Raymond C. Murray por su lectura crítica y sugerencias sobre el Capítulo 7. Por medio de estas líneas absuelvo a todos ellos de responsabilidad por los errores que otros críticos menos amables indudablemente descubrirán.

También expreso mi agradecimiento a varios estudiantes graduados por su asistencia en la preparación de este libro. Ray Jennings emprendió la fatigosa tarea de revisar las pruebas de las partes segunda y tercera de la obra. Daniel Muller dibujó todas las figuras que acompañan los capítulos 4 y 11. A pesar de la cuidadosa preparación, edición y revisión de pruebas, no hay duda que aparecerán errores de comisión y de omisión; consideraré un favor personal si mis lectores hacen éstos de mi conocimiento.

WALTER T. HUANG

Índice

CAPÍTULO 1. <i>Introducción</i>	Pág. 1
Naturaleza y alcance de la petrología	1
Clasificación de las rocas	3
Composición química de la corteza terrestre	6
Equilibrios de fases y regla de las fases	11
Parte 1. Las rocas ígneas	25
CAPÍTULO 2. <i>Composición mineralógica de las rocas ígneas</i>	27
Introducción	27
Substitución atómica	29
Estructura de los minerales silicatos	30
Grupo del olivino	33
Grupo de los piroxenos	34
Grupo de los anfíboles	37
Grupo de la mica	39
Grupo de la sílice	42
Grupo de los feldespatos	44
Feldespatoides	54
Otros minerales	56
CAPÍTULO 3. <i>Características y clasificación de las rocas ígneas</i>	58
Rocas volcánicas y plutónicas	58
Texturas y estructuras	59
Características de las rocas volcánicas	62
Características de las rocas plutónicas	70
Tectónica del granito	82
Clasificación de las rocas ígneas	85
Guía para la determinación macroscópica de las rocas ígneas	95
CAPÍTULO 4. <i>Descripción de las rocas ígneas</i>	104
Introducción	104
Clanes del granito, la granodiorita y la tonalita	105
Los clanes de la diorita, monzonita y sienita	143
El clan del gabro	155

	Pág.
El clan ultramáfico	171
Aplitas, pegmatitas y lamprofiros	182
Rocas piroclásticas, tobas y vidrios	188
CAPÍTULO 5. Petrogénesis de las rocas ígneas	196
Introducción	196
La estructura zonal concéntrica de la Tierra	197
Magmas	201
Factores en la evolución magmática	203
Etapas de la consolidación magmática	218
Cristalización en las masas fundidas de silicatos	220
Diagramas de variación	229
Asociaciones de las rocas ígneas	232
Parte 2. Las rocas sedimentarias	239
CAPÍTULO 6. Composición, trama y cuerpos de las rocas sedimentarias	241
Introducción	241
Abundancia relativa de las rocas sedimentarias	243
Composición de las rocas sedimentarias	243
Rocas sedimentarias clásticas y no clásticas	251
Texturas de las rocas sedimentarias	252
Estructuras de las rocas sedimentarias	259
Tamaño y forma de los cuerpos sedimentarios	268
CAPÍTULO 7. Clasificación y descripción de las rocas sedimentarias	270
Clasificación de las rocas sedimentarias	270
Guía para la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias	276
Descripción de las rocas sedimentarias	280
CAPÍTULO 8. Sedimentación y procesos conexos	351
Introducción	351
Formación de los sedimentos	352
Transporte y fuente de los sedimentos	357
Ambientes o medios circundantes sedimentarios	363
Factores fisicoquímicos que intervienen en la sedimentación	375
Diagénesis y petrificación	383
Control tectónico de la sedimentación y ciclos geosinclinales	391
Parte 3. Las rocas metamórficas	397
CAPÍTULO 9. Naturaleza del metamorfismo	399
Metamorfismo y agentes metamórficos	399
Tipos de metamorfismo	403
Zonas, grados y facies de metamorfismo	410

	Pág.
CAPÍTULO 10. Clasificación y descripción de las rocas metamórficas	421
Minerales metamórficos	421
Tramas (estructura y textura) de las rocas metamórficas	426
Clasificación de las rocas metamórficas	432
Guía para la determinación macroscópica de las rocas metamórficas	438
Descripción de las rocas metamórficas	441
CAPÍTULO 11. Metamorfismo, magma y orogenia	492
Introducción	492
Metamorfismo de contacto	494
Metamorfismo regional	507
El ciclo petroquímico	516
Bibliografía	523
Índice alfabético	525

1

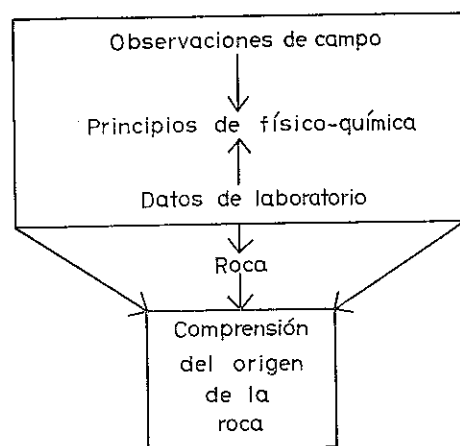
Introducción

NATURALEZA Y ALCANCE DE LA PETROLOGIA

La *petrología* es la ciencia que se ocupa de las rocas que están formadas por conjuntos minerales definidos y constituyen la mayor parte de la Tierra. Trata del modo de ocurrencia, la composición, la clasificación y el origen de las rocas, así como de sus relaciones con los procesos e historia geológicos. La petrología es, por lo tanto, una parte fundamental de la ciencia geológica que trata, como lo hace, de los materiales terrestres existentes, cuya historia es tarea de la geología descifrar.

La *petrografía* pone énfasis en la parte puramente descriptiva de la ciencia de las rocas desde los puntos de vista de la textura, de la mineralogía y de la composición química, mientras que la *petrogénesis* se ocupa del origen de las rocas. La petrología es, sin embargo, un término más amplio, que connota el lado filosófico del estudio de las rocas e incluye tanto a la petrografía como a la petrogénesis. A la petrología atañe también la aplicación de los principios de la físico-química a los materiales térreos de ocurrencia natural. Se deben al Laboratorio Geofísico de Washington, D. C., y a otros establecimientos muchas investigaciones de laboratorio sobre el equilibrio de los sistemas de silicatos. Este trabajo continúa arrojando inapreciable luz sobre la petrología y la mineralogía.

Aplicar los principios de la físico-química a la petrología es correlacionar los estudios de laboratorio con aquellos de los ambientes naturales más complejos, permitir hacer generalizaciones sobre la comprensión de las rocas y colocar límites sobre la extrapolación de los datos de laboratorio a las condiciones naturales. El problema de la comprensión de una roca puede representarse esquemáticamente como sigue:



La petrología tiene evidencia tangible de lo que yace debajo de la corteza terrestre por las expulsiones espectaculares de corrientes de lava y materiales de roca fundida en forma de tapones intrusivos, lopolitos, troncos y batolitos que han ascendido desde las profundidades, y por los meteoritos que caen como lluvia y bombardean la Tierra desde el espacio exterior. No puede sostenerse ninguna teoría de la Tierra sin tomar en consideración la evidencia de las actividades ígneas y de los meteoritos. Por esto, algunas fases de la petrología se ocupan del origen de la Tierra en su relación con la petrogénesis de las rocas. No es de sorprender que los problemas de la petrogénesis hayan atraído especialmente a hombres de rica imaginación, así como tampoco es extraño que estos mismos problemas hayan ocasionado tantas controversias. La ciencia geológica nació en el seno de una gran pugna sobre el origen del basalto; continúa hoy día en un vigoroso debate sobre el granito y la granitización. La petrología es una ciencia interpretativa, en gran parte teórica, y en realidad es un extenso campo de la geología. Su objeto final debería ser una contribución al conocimiento de los detalles del desarrollo, la evolución y la historia de la Tierra.

La *litología*, o estudio de las piedras, emplea el conocimiento obtenido de las exposiciones en el campo o de las muestras de mano, y su denominación es casi un sinónimo de la petrología. No obstante, es mejor restringir el término al estudio de las piedras utilizadas en la ingeniería, la arquitectura y otros campos de la geología aplicada.

Se ha explicado ya que las rocas están formadas por conjuntos minerales definidos constituyendo la corteza de la Tierra. En la mente popular, una roca es un objeto sólido, duro; en la petrología, sin embargo, la palabra "roca" se utiliza frecuentemente sin hacer referencia

a la dureza ni a la cohesión del material. Los mantos de arena suelta y de cenizas volcánicas deben ser incluidos como unidades de la corteza terrestre precisamente al igual que las rocas en el sentido científico de la palabra como la arenisca, la toba (ceniza volcánica lapidificada) y el granito.

CLASIFICACION DE LAS ROCAS

Encontramos rocas en todo nuestro alrededor. Estas rocas son agregados de minerales. La petrología consiste en algo más que los estudios físico-químicos de los materiales terrestres. Para la mayoría de los geólogos, el principal interés de las rocas radica en el registro que revelan acerca del ambiente geológico en el tiempo en el que se agregaron los minerales para formarlas. Las observaciones de campo han conducido a los geólogos a dividir las rocas de la Tierra en ígneas, sedimentarias y metamórficas, con base en su origen. En el curso de esta obra se dan en detalle descripciones de estas rocas, pero aquí sólo una breve explicación de las tres.

Las *rocas ígneas* (L. *ignis*, fuego) están formadas por una masa fundida que en un tiempo estuvo caliente, conocida como *magma* o lava, la cual se enfrió y cristalizó para formar una roca compuesta de una trabazón de agregados minerales de silicatos. Las erupciones de lava fundida que sale de los volcanes y se deposita sobre la superficie de la Tierra, o corrientes de lava, dan origen a las rocas extrusivas. Pero hay otras clases de rocas ígneas, las masas de roca ígnea, que se forman por cristalización lenta del magma a una cierta distancia abajo de la superficie, originando las rocas intrusivas; tales rocas aparecen expuestas hoy solamente porque la erosión ha quitado las rocas que yacían encima de ellas y que una vez las cubrieron durante su formación.

Las *rocas sedimentarias* (L. *sedimentum*, asentamiento) se formaron por la acumulación de sedimentos que se consolidaron en rocas duras, firmes, estratificadas. Los sedimentos pueden estar integrados por fragmentos de roca de diferentes tamaños, minerales resistentes, restos de organismos y productos de acción química o de evaporación o mezclas de éstos. La disgregación mecánica de las rocas ya formadas produce fragmentos de roca suelta y granos minerales; la descomposición química produce residuos y material en disolución. Los minerales sueltos y las partículas de roca son transportados por el agua, el viento y el hielo a las hondonadas o depresiones donde se depositan en un nuevo orden. La materia soluble es precipitada por la actividad de organismos. Estos procesos se han sucedido a través del tiempo geológico; por tanto, algunas de las partículas sedimentarias han pasado por muchos períodos de cambio y sedimentación.

TABLA 1-1

CRITERIOS ÚTILES PARA DISTINGUIR LAS ROCAS ÍGNEAS, SEDIMENTARIAS Y METAMÓRFICAS *

Ígneas	Sedimentarias	Metamórficas
Ejemplos típicos		
Granito Gabro Peridotita Basalto Riolita, etc.	Pizarra Arenisca Caliza Conglomerado Tilita, etc.	Gneis Esquisto Mármol Cuarcita Pizarra dura, etc.
Minerales característicos		
Ortoclasa Pertita Microclina Plagioclase Cuarzo Nefelina Leucita Hornblenda Augita Biotita Muscovita Olivino Materia vítrea, etc.	Principalmente cuarzo, principalmente calcita o principalmente minerales arcillosos Minerales de precipitados químicos y orgánicos Halita Silvita Yeso Anhidrita Glauconita Pedernal Carbonatos, etc.	Estauroлита Cianita Andalucita Sillimanita Cordierita Granate Zoisita Wollastonita Tremolita, Clorita Grafito Talco, etc.
Texturas típicas observables en los ejemplares de mano		
Vítrea, vesicular, amigdaloidal, granitoide, grabroica, diabásica gráfica, porfirítica, miarolítica, etc.	Cambios de textura en bandas lateral y verticalmente Fragmentada, oolítica, pilolítica, porosa, angular, subangular, redondeada y de granos clasificados	Cristaloblástica, brechoide, granuda ojosa, en mortero, fajeada o en rayas, hornfésica
Estructuras comunes observables en el campo		
Juntas columnares, meteorización esferoidal, ocasionalmente fajeada, en exfoliación, de corriente, etcétera.	Bien estratificada, cruzada, con grietas como las de desecación, con marcas onduladas, con huellas de pie, de concreciones, de septaria, de manto, de placas, de lentes y fisil	Paralelismo de granos minerales, fajeada, en exfoliación, de alineamiento, con esquistosidad. Con crucero secundario independiente del lecho, granos en trabazón, guijarros deformados, cristales, etc. Con crucero combinado, con plegamientos secundarios y con fallas.

TABLA 1-1 (Continuación)

Ígneas	Sedimentarias	Metamórficas
Otras características		
Granos en trabazón apretada No fosilíferas	Minerales diseminados, sueltos, guijas disgregables, guijarros, cementos Fosilíferas: bien conservadas o fragmentarias Clasificadas deficientemente en extremo (tilita y marena)	Conservar trazas o vestigios de estructuras originales de las rocas sedimentarias o ígneas de las cuales se formaron las rocas metamórficas Con fósiles presentes sólo raras veces, deformados
Posición geográfica y geológica del afloramiento		
1. Terrenos precámbricos 2. Fajas orogénicas 3. Afloramientos esporádicos 4. Formando diques, láminas intrusivas, lacolitos, lopolitos, facolitos, troncos, batolitos, etc., cruzando transversalmente otras rocas. En masas, de forma irregular, bordes endurecidos por enfriamiento brusco 5. Volcanes, corrientes de lava	1. Extendidas y caracterizadas por estratificación y clasificación, ancha extensión lateral, intercalaciones con sedimentos conocidos y gradaciones hacia ellos tanto lateral como verticalmente 2. La formación muestra diferencias marcadas y regulares en la composición litológica 3. Los cuerpos de rocas sedimentarias pueden describirse como abanico, delta, lámina, manto, lente, cuña, cinta y prisma	1. En los terrenos precámbricos formados esencialmente de gneis granítico, migmatita (roca mezclada) e inyección pegmatítica 2. En el interior, zonas de asentamiento original a gran profundidad de cadenas de montañas plegadas erosionadas; las rocas pueden mostrar un cambio gradual en la intensidad del metamorfismo 3. Aureolas en torno de intrusiones ígneas esporádicas; las rocas pueden exhibir una disposición en zonas 4. A lo largo de la zona angosta de deformación intensa, tal como la base de los empujes

* Notas: La diferencia litológica entre estos tres tipos principales de rocas es marcada en la parte superior de la corteza terrestre, pero se vuelve crecientemente confusa, gradual y entremezclada a profundidad. El metamorfismo, en las condiciones extremas de temperatura y presión (T-P) a grandes profundidades de la corteza terrestre avanza gradualmente hacia la anatexia, mediante la cual se genera una fase líquida similar al magma. El metamorfismo, el magmatismo y la migmatización se combinan, así, uno con otro.

Las rocas metamórficas (gr. *meta* + *morphe*, cambio de forma) abarcan aquellos conjuntos minerales que han sufrido ajustes estructurales y mineralógicos a ciertas condiciones físicas o químicas, o combinaciones de ellas, impuestas por la profundidad. La presión, la energía térmica o el calor, y los fluidos químicamente activos, pueden todos haber intervenido en el cambio de una roca originalmente ígnea o sedimentaria en roca metamórfica. Las rocas metamórficas deben haberse formado por la transformación de otras rocas debajo de la superficie de la tierra. Por la naturaleza de su origen, es evidente que puede haber una gradación completa entre las rocas metamórficas y las rocas ígneas o sedimentarias de las que se formaron las primeras.

En 1944, H. H. Read abandonó la triple clasificación de las rocas que acabamos de describir, honrada a través del tiempo, e intentó justificar la asignación de todas las rocas a las tres grandes clases siguientes:

1. *Neptúnicas*. Las rocas sedimentarias, predominantemente marinas.
2. *Volcánicas*. Las intrusivas efusivas y asociadas, predominantemente máficas, magmáticas, ígneas; las no orogénicas, las rocas volcánicas ortodoxas además de las intrusiones secundarias relacionadas, las láminas intrusivas, los lacolitos, etc., tales como el gabro, la dolerita, la andesita, la traquita, etc.; las de diferenciación por cristalización pueden entrar en esta clase.

3. *Plutónicas*. Las de dos clases asociadas, las rocas metamórficas y las ultrametamórficas, las migmatíticas, las metasomáticas, las graníticas.

Aunque esta clasificación es estimulante, el origen de las rocas plutónicas da lugar a controversias. Por esta razón se adopta en esta obra la bien establecida clasificación triple de las rocas; a saber: ígneas, sedimentarias y metamórficas. Cada una será descrita en su turno y se dedicará tanta atención a su ocurrencia en el campo como a sus caracteres mineralógicos y químicos. Los criterios para distinguir estas tres clases principales de rocas se presentan en la tabla 1-1.

COMPOSICION QUIMICA DE LA CORTEZA TERRESTRE

ABUNDANCIA DE LOS ELEMENTOS

En el universo, hasta donde los geoquímicos y los químicos tienen conocimiento de él, el H y el He, los gases nobles y los elementos más ligeros, son con mucho los más abundantes. La distribución y abundancia de los elementos químicos en distintos ambientes de la Tierra se indican en la tabla 1-2. Aunque elementos tan comunes como el oro, la plata, el estaño, el plomo, el zinc, el mercurio, el arsénico, el níquel

TABLA 1-2

ABUNDANCIA DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS

(Porcentaje, en peso, para todos los elementos más abundantes en cantidades mayores de 0.01 por ciento, en peso)

	En el cosmos		En el océano
H	75.40	Cl	1.900
He	23.10	Na	1.050
Ne	0.33	Mg	0.130
O	0.644	S	0.090
N	0.17	Ca	0.040
C	0.079	K	0.038
Fe	0.062	CO ₂	(gas)
Si	0.053		
Mg	0.042		
Ar	0.011		

En las rocas ígneas		En las areniscas	En las pizarras	En los carbonatos	En las rocas metamórficas
Granito occidental	Diabasa de Centerville				
O ~ 45.18	~ 42.75	O 51.40	O 51.80	O 49.30	O ~ 47.91
Si 34.06	24.63	Si 31.60	Si 24.20	Ca 27.20	Si 25.8
Al 7.36	7.79	Al 4.20	Al 7.80	C 10.10	Al 9.06
Fe 1.41	8.20	Ca 4.20	Fe 4.30	Mg 4.40	Fe 4.37
Ca 1.01	7.88	C 1.33	K 2.80	Si 4.00	Ca 4.71
Na 2.41	1.48	K 1.90	Ca 5.20	Al 1.30	Na 2.32
K 4.50	0.52	Fe 3.10	Mg 1.90	Fe 1.30	K 2.14
Mg 0.24	4.00	Mg 1.10	C 1.62	P 0.11	Mg 1.57
Ti 0.14	0.67	Na 0.47	Na 0.65	S 0.80	Ti 0.46
P 0.04	0.05	S 0.22	Ti 0.44	Sr 0.044	P 0.095
Mn 0.02	0.12	Ti 0.300	S 0.11	Mn 0.130	Mn 0.197
F 0.07	0.02	P 0.035	P 0.077	Na 0.060	F 0.022
S 0.01	0.02	Rb 0.006	Cr 0.016	F 0.029	C 1.20
Rb 0.025	0.002	Mn 0.038	Mn 0.670	Cl 0.016	Sr 0.02
C 0.02	0.02	Ba 0.017	F 0.050	K 0.160	Ba 0.056
Sr 0.023	0.018	B 0.015	Ba 0.080	Ba 0.007	Zr 0.057
Li 0.002	0.011		B 0.012	Rb 0.04	Cr 0.004
Be 3.3	0.001		Rb 0.028		V 0.009
B 0.002	0.78		Cu 0.038		
V 0.002	0.002		Sr 0.030		
Cr 0.003	0.025		Zr 0.020		
Zr 0.019	0.014		V 0.013		
Ba 0.130	0.011				
	0.017				

FUENTE: J. Green, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959.

y el antimonio no aparecen en ninguna lista, el oxígeno es claramente el elemento más abundante y, sin reserva, el que predomina. Las abundancias de los elementos en la atmósfera y en la biosfera no se incluyen en la tabla. La concentración y diferenciación de muchos elementos sobre la Tierra han sido ocasionadas por la acción de diversos procesos geológicos. Entre éstos están el asentamiento gravitacional de los minerales desde los magmas, la diferenciación química de las rocas por la meteorización o intemperismo y la acción clasificadora de los procesos sedimentarios. La concentración de varios elementos en los sedimentos del océano es muy conocida. Por ejemplo, el U y el Th se mantienen casi constantes en cantidad y composición a lo largo de los núcleos profundos del mar, y el B está distribuido esencialmente en las arcillas marítimas. El proceso de la vida de las plantas y de los animales desempeña también un papel en la diferenciación de los elementos químicos. La ausencia de los elementos más ligeros y de los gases nobles en la Tierra obedece al hecho de que la gravedad terrestre es incapaz de retenerlos.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA CORTEZA TERRESTRE

Según F. W. Clarke y H. S. Washington, la corteza terrestre hasta una profundidad de 16 kilómetros está compuesta por 95 por ciento de rocas ígneas, 4 por ciento de pizarra, 0.75 por ciento de arenisca y 0.25 por ciento de caliza. Es claro, entonces, que la cantidad total de rocas sedimentarias y otros materiales de la Tierra es insignificante en comparación con la gran masa de las rocas ígneas, y que la composición media de la corteza es roca ígnea.

Clarke y Washington han hecho un estudio muy completo de los datos disponibles para calcular la composición media de las rocas ígneas; su resultado sobre la composición química media general de las rocas ígneas, con base en una recopilación de 5,159 análisis y recalculado a 100 con la eliminación del H_2O y de los elementos de menor importancia, aparece en la tabla 1-3.

V. M. Goldschmidt aportó una confirmación interesante de la confianza general que merecen las cifras de Clarke y Washington. Hizo notar que la arcilla glacial que se encuentra ampliamente distribuida en la parte sur de Noruega se ajusta muy de cerca a una muestra media de una gran parte de la corteza terrestre. La razón es que la arcilla se formó por la acción de molienda mecánica del glaciar y, sin sufrir alteraciones químicas, fue mezclada y depositada como arcilla glacial. Las cifras de la tabla 1-3 representan los promedios de los 77 análisis de muestras de esta arcilla glacial calculados por Goldschmidt.

La última, y del todo diferente, aproximación a este problema es la de E. Poldervaart. Este investigador ha analizado la composición de la corteza en relación con cuatro divisiones geológicas principales; a saber: la región oceánica profunda, los escudos continentales, las fajas de plegamiento joven y la plataforma y taludes continentales. Poldervaart ha llegado a una composición química media para la corteza terrestre (tabla 1-3).

TABLA 1-3
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA CORTEZA TERRESTRE
(Por ciento, en peso)

	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c
SiO ₂	60.18	59.12	55.2
Al ₂ O ₃	15.61	15.82	15.3
Fe ₂ O ₃	3.14	Fe ₂ O ₃ + FeO	2.8
FeO	3.88	6.99	5.8
MnO	—	—	0.2
MgO	3.56	3.30	5.2
CaO	5.17	3.07	8.8
NaO	3.91	2.05	2.9
K ₂ O	3.19	3.93	1.9
TiO ₂	1.06	0.79	1.6
P ₂ O ₅	0.30	0.22	0.3
H ₂ O	—	3.02	—

^a F. W. Clarke y H. S. Washington, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 127, 1924.

^b V. M. Goldschmidt, *Fortschr. der Mineral., Krist. Petrog.*, 17, 1933.

^c E. Poldervaart, *Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 1955.

Entre los elementos O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K y Mg se compone casi 90 por ciento del total. De éstos, el oxígeno es absolutamente predominante. La corteza terrestre consta casi en su totalidad de compuestos de oxígeno, en especial de silicatos de aluminio, sodio, potasio, calcio, magnesio y hierro. En función de los números de átomos, el oxígeno sobrepasa en 60 por ciento. Si se calcula el volumen de los diversos átomos, el oxígeno solo forma más de 90 por ciento del volumen total ocupado por los elementos.¹

¹ Véase B. Mason, *Geochemistry*, John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1958, p. 416.

CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS

Un elemento puede ocurrir en la Naturaleza ya en forma nativa o como compuesto. Por ejemplo: algunos elementos, como el oro y el platino, casi siempre se presentan en su estado nativo. Otros se encuentran principalmente como sulfuros o sulfosales, como el plomo, el antimonio, el zinc y el cobre. Muchos elementos, como los metales alcalinos y alcalinotérreos, generalmente se presentan como compuestos de oxígeno, particularmente como silicatos y aluminosilicatos. Los gases nobles no forman minerales en absoluto. Una clasificación geoquímica útil de los elementos los divide en cuatro grupos (tabla 1-4). Los elementos *litófilos* son aquellos que se ionizan fácilmente y forman aniones de oxígeno estables, como el CO_3^{-2} , el SO_4^{-2} , el PO_4^{-3} , y en sus compuestos la unión es principalmente de carácter iónico. Los elementos *calcófilos* se ionizan con menor facilidad, y en consecuencia tienden a formar compuestos covalentes con el azufre; estos elementos se presentan principalmente como sulfuros. Los elementos *siderófilos* son aquellos para los cuales la unión metálica es la condición normal, y que no forman con facilidad compuestos con el oxígeno ni con el azufre; los elementos ocurren principalmente como elementos nativos. Los elementos *atmófilos* son gaseosos y están presentes principalmente en la atmósfera.

Algunos elementos pueden encontrarse en más de un tipo de compuestos, dependiendo no solamente de la naturaleza del elemento, sino también de la presión, la temperatura y el ambiente químico en conjunto. Por ejemplo, en la corteza terrestre, la mayor parte del hierro se presenta como óxidos o silicatos; pero en circunstancias de alto contenido de azufre y bajo de oxígeno se forman sulfuros de hierro, y en condiciones fuertemente reductoras, cuando es poco el azufre disponible, puede producirse hierro nativo. Tales variaciones se han indicado en la tabla 1-4, subrayando el elemento en el grupo de afinidad secundaria.

En 1922 Goldschmidt hizo notar por primera vez la importancia de la diferenciación geoquímica primaria de la Tierra para la distribución de los elementos. Inventó los cuatro términos mencionados arriba para describir los elementos con afinidad por los silicatos (*litófilos*), por los sulfuros (*calcófilos*), por el hierro metálico (*siderófilos*) y por la atmósfera (*atmófilos*). La diferenciación geoquímica se debió a la gravedad que actuó sobre una Tierra fundida en otro tiempo en la cual el hierro, el oxígeno y el silicio eran los componentes principales. El régimen al que se efectúa una diferenciación gravitacional depende

claramente de la viscosidad de los componentes que intervienen; es más rápida en un gas que en un líquido, y más rápida en un líquido que en un sólido. La idea de una Tierra fundida en otro tiempo es atractiva en lo que respecta a que permite que tal diferenciación gravitacional tenga lugar dentro de un tiempo relativamente corto. Las investigaciones geofísicas apoyan la teoría de que la Tierra tiene una

TABLA 1-4
CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS

Litófilos	Calcófilos	Siderófilos	Atmófilos
Li, Na, K, Rb, Cs	Cu, Ag	Pt, Ir, Os	Gases inertes
Be, Mg, Ca, Sr, Ba	Zn, Cd, Hg	Ru, Rh, Pd	H, N
B, Al, Sc, Y	In, Tl, Pb	Au, <u>Fe</u>	<u>O</u> , <u>C</u>
Tierras raras	As, Sb, Bi	<u>Pb</u> , <u>As</u> , <u>W</u>	
C, Si, Ti, Zr, Hf	S, Se, Te		
Th, P, V, Nb, Ta	Ni, Co, <u>Fe</u>		
O, Cr, W, U	Mo, Re, <u>Mn</u>		
H, F, Cl, Br, I	<u>Ga</u> , <u>Ge</u> , <u>Sn</u>		
Fe, Mn, Ga, Ge, Sn			
<u>Mo</u> , Cu, Zn, Pb			
<u>Ti</u> , As, Sb, Bi			
<u>S</u> , <u>Se</u> , <u>Te</u> , Ni, Co			

estructura en zonas concéntricas (véase el Capítulo 5) debido a la separación de su material en zonas o capas de diferente densidad.

El conocimiento del carácter geoquímico de un elemento nos permite entender el tipo de minerales que tiene probabilidades de formar, y las asociaciones en las que se le podría fácilmente encontrar.

EQUILIBRIOS DE FASES Y REGLA DE LAS FASES

La petrología moderna está en alto grado influida por los resultados de estudios de laboratorio efectuados con sistemas de silicatos, la mayoría de los cuales han sido publicados por el Geophysical Laboratory en Washington, y otros establecimientos. De interés especial para los petrólogos son las historias de cristalización de silicatos fundidos de dos y de tres componentes, como el sistema forsterita-sílice y el sistema albíta-anortita-diópsida. Estos se asemejan en composición a rocas fundidas naturales, y por lo tanto dan indicios respecto a lo que ocurrirá en los sistemas naturales más complejos.

La exposición de los equilibrios de fases en esta sección proporciona una base para la descripción de los sistemas reales de silicatos que tie-

nen una relación directa con los problemas de la mineralogía y la petrogénesis. En los capítulos que siguen se presentarán algunos sistemas de silicatos importantes. El estudio de los sistemas de silicatos es esencialmente un estudio de equilibrio heterogéneo; todas las fases, la sólida, la líquida y la gaseosa, pueden tener intervención. En tales sistemas, sin embargo, se deja fuera de consideración generalmente la fase gaseosa, a no ser que el sistema contenga agua u otras sustancias volátiles. En años recientes se han investigado varios sistemas con agua, siendo los resultados muy significativos (véase la figura 2-10).

REGLA DE LAS FASES

De importancia fundamental en el estudio de los sistemas que contienen más de una fase es la *regla de las fases* propuesta por J. W. Gibbs en 1874.

Esta es expresada por una ecuación:

$$P + F = C + 2 \quad \text{o} \quad F = C - P + 2$$

en la cual C = número de componentes que hay en el sistema

P = máximo número de fases en equilibrio

F = número de grados de libertad.

Los *componentes* de un sistema en equilibrio son los que forman el número más pequeño de elementos independientemente variables necesarios para que tengan lugar todas las fases. Por ejemplo: en el sistema del agua, H_2O es el único componente, aunque puedan existir las tres fases: vapor, líquida o sólida. Una *fase* es una porción físicamente distinta, pero mecánicamente separable de un sistema. El número de *grados de libertad* de un sistema es el número de factores variables, por ejemplo, temperatura, presión y concentración de los componentes, que deben ser fijados arbitrariamente con el fin de que pueda definirse completamente la condición del sistema. Las tres fases del sistema agua antes mencionado pueden coexistir solamente a la temperatura de 0.008°C . y una presión de 4.8 mm (fig. 1-1). En este sistema, el grado de libertad o *variancia* es cero; por tanto, el sistema es *invariante* en estas condiciones.

En el sistema de tres componentes $\text{CaO-SiO}_2\text{-CO}_2$, puede establecerse una curva P-T para demostrar que las cuatro fases, $\text{CaCO}_3\text{-SiO}_2$ y $\text{CaSiO}_3\text{-CO}_2$, pueden coexistir en equilibrio en cualquiera de los puntos de la curva (fig. 1-2). Aquí se forma wollastonita, CaSiO_3 , por metamorfismo de contacto de la caliza silíceas (véase también el Capítulo 9, final de PRESIÓN Y ENERGÍA TÉRMICA COMBINADA). Para definir el sis-

tema de cuatro fases, sólo debe fijarse arbitrariamente una de las variables: la temperatura o la presión. El número de grados de libertad es solamente uno, y el sistema es así *univariante*.

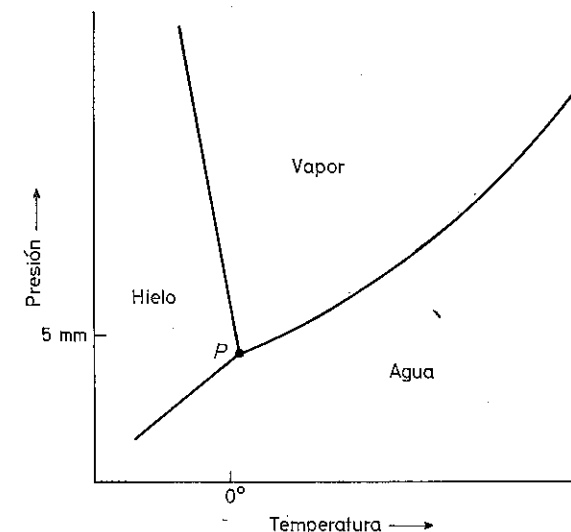


FIG. 1-1. Diagrama de curva de presión-temperatura, mostrando los campos de estabilidad de las tres fases en un sistema de un componente (H_2O). P es un punto triple.

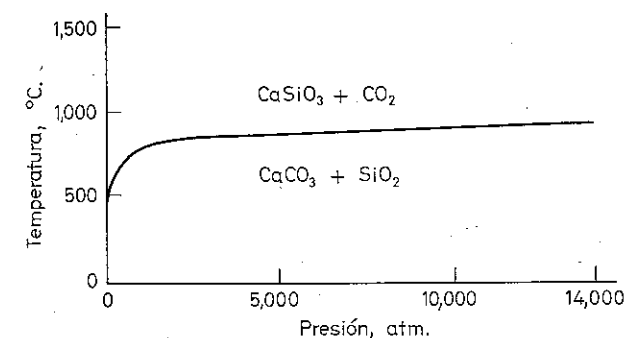


FIG. 1-2. Curva de presión-temperatura para la reacción $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. (Según V. M. Goldschmidt, *Videnskapsselskapets-Skrifter I, Mat.-naturv. Kl.*, núm. 22, 1912.)

El bien conocido e importante sistema diópsida-albita-anortita investigado por Bowen se utiliza aquí como una ilustración más. Una fusión homogénea de los tres componentes constituye una sola fase. Para definir cualquiera fusión de tal naturaleza, deben fijarse la pre-

sión, la temperatura y la concentración de dos cualesquiera de los componentes. El número de grados de libertad es cuatro, y el sistema en este estado es así *polivariante*.

SISTEMAS DE UN COMPONENTE ¹

La regla de las fases aplicada a un sistema de un componente indica que el sistema es bivalente (que tiene dos grados de libertad) si está

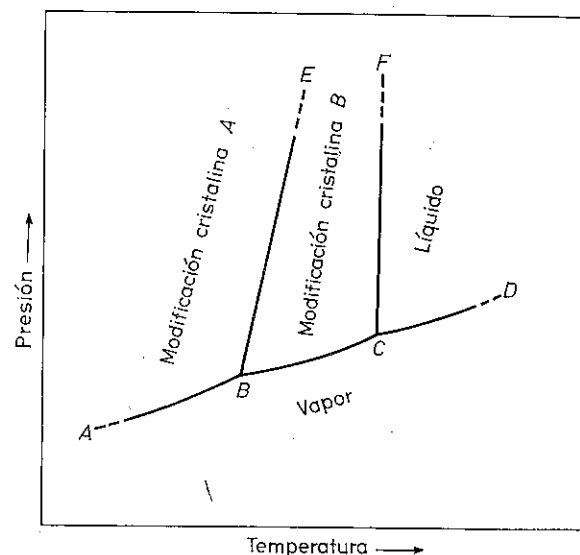


FIG. 1-3. Relaciones de fase en un sistema hipotético de un componente. B y C son puntos triples. Compárese también la figura 1-1, pág. 13.

presente una fase, univariante si están presentes dos fases e invariante si están presentes tres fases. Puesto que sólo está presente un componente, sólo se necesita considerar dos variables; a saber: la temperatura y la presión.

La figura 1-3 indica las relaciones de fase de un sistema hipotético de un componente en el cual hay dos modificaciones A y B, líquido y vapor.

¹ En la descripción de los diagramas de fase se han seguido muy de cerca las dadas por Wahlstrom. Habiendo aprendido estos cuantos diagramas sencillos, figuras 1-3 a 1-6, el estudiante puede seguir con aquellos complicados, tan claramente expuestos en el libro de Wahlstrom, *Theoretical Igneous Petrology* (Petrología ígnea teórica), capítulos 2 y 3, John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1950. También se recomienda la consulta de la obra *Principles of Phase Diagrams* (Principios de los diagramas de fases), por J. S. Marsh, McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1935.

En el diagrama,

- AB = curva de presión del vapor o curva de sublimación para la modificación A
- BC = curva de presión del vapor o curva de sublimación para la modificación B
- CD = curva de presión del vapor para el líquido
- BE = curva de inversión para las modificaciones A y B
- CF = curva de fusión para la modificación B, que ilustra el cambio del punto de fusión con la presión

A, B y el vapor están en equilibrio en B; y B, el líquido, y el vapor están en equilibrio en C. En cualquier punto de las curvas dentro del diagrama, el sistema es univariante. En cualquier punto del diagrama, pero no sobre una de las curvas, el sistema es bivalente. El sistema agua de la figura 1-1 y el sistema sílice descrito en el Capítulo 2 son ejemplos de sistemas de un componente.

SISTEMAS DE DOS COMPONENTES O SISTEMAS BINARIOS

Por la regla de las fases puede verse que los sistemas de dos componentes pueden ser trivariantes, bivalentes, univariantes o invariantes, dependiendo del número de fases presentes. Las variables en los sistemas de dos componentes son: la temperatura, la presión y la concentración. Por conveniencia para su descripción, los sistemas de dos componentes se dividen en dos.

1. Sistemas de dos componentes sin disoluciones sólidas

La figura 1-4 representa un diagrama de equilibrio para un sistema de dos componentes sin disoluciones sólidas. Las variables son: la temperatura y la concentración; la presión se fija arbitrariamente. T_1 y T_2 son las temperaturas de fusión de los componentes A y B, respectivamente. Considérese el líquido de la composición 1. Déjese que este líquido se enfríe hasta que corte a T_1E (curva *liquidus*), a la temperatura T_2 . En este punto comienzan a formarse cristales de A, y a medida que baja la temperatura continúan creciendo los cristales de A y la composición del líquido cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia E. A la temperatura T_E se forman simultáneamente cristales de A y B hasta que se utiliza todo el líquido. La proporción constante en la que cristalizan simultáneamente los dos componentes (A y B en este caso) se llama *punto eutéctico*: el punto E en la figura 1-4. T_E es la *temperatura eutéctica*. Abajo de T_E , los cristales de A y B están en

equilibrio. La proporción de cristales de *A* a cristales de *B* es la misma que la de *CG* a *FC*.

Ahora considérese un líquido de composición 2. En T_4 comienzan a formarse cristales de *B* y la composición del líquido cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia *E*, a medida que continúan formándose cristales de *B*. En *E* se forman simultáneamente cristales de *B* y *A* hasta que se consume todo el líquido. Abajo de T_E , los cristales de *A* y *B*

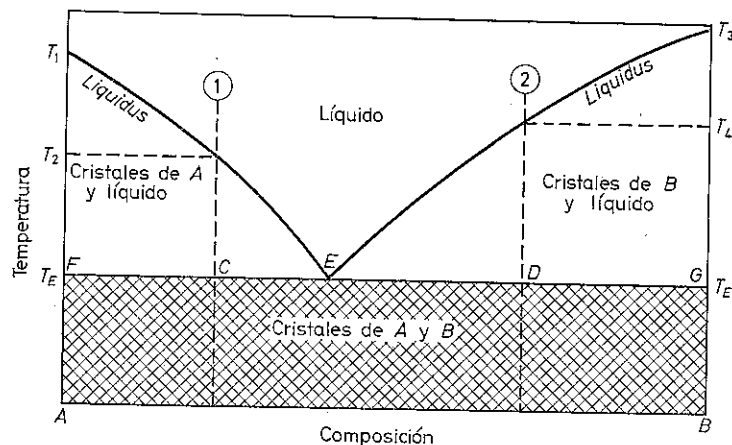


FIG. 1-4. Diagrama de equilibrio para un sistema de dos componentes con un punto eutéctico simple.

están en equilibrio y se hallan en la proporción *B* es a *A* como *FD* es a *DG*.

El tipo más simple de sistema de dos componentes es aquel en el cual los componentes cristalizan en una mezcla eutéctica. La fusión de los componentes puros es congruente, y los compuestos intermedios y soluciones sólidas están ausentes. Ejemplos son el sistema diópsida-anortita, en el cual se forma un eutéctico a 1,270° C. y 42 por ciento en peso de anortita, y el sistema diópsida-forsterita. El punto eutéctico para este último sistema está a 12 por ciento en peso de forsterita, 88 por ciento en peso de diópsida y a una temperatura ligeramente inferior al punto de fusión de la diópsida: 1,400° C.

La figura 1-5 muestra un sistema de dos componentes con un compuesto intermedio *AB*, que tiene una clase diferente de comportamiento en la fusión. Este explica las relaciones de equilibrio de un tipo que se observa en ciertos sistemas de silicatos, de importancia para la petrología. Un líquido de composición 1 comienza a cristalizar a T_2 , produciendo cristales de *A*. A medida que desciende la temperatura con-

tinúan formándose cristales de *A*, y la composición del líquido cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia *U*. A T_U cesa la cristalización de *A*, y el líquido comienza a reaccionar con los cristales de *A* y los convierte en parte en cristales de *AB*. *U* es el *punto de reacción*. El líquido reacciona con los cristales de *A* hasta que se agota, y el resultado final es una mezcla de cristales de *A* y de *AB* que tienen en conjunto la composición del líquido original. Si se calientan los cristales

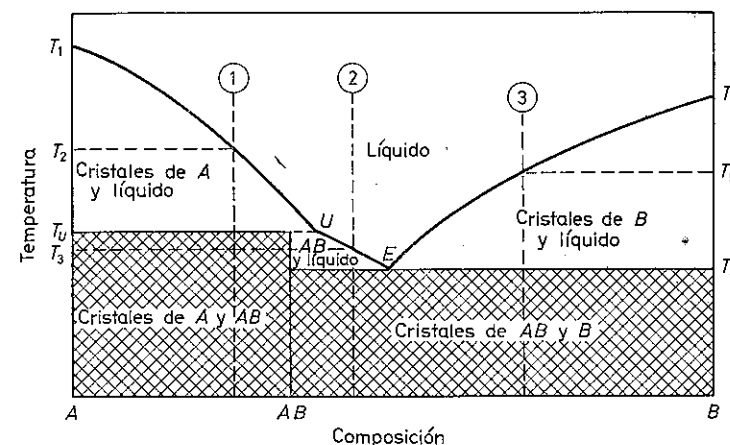


FIG. 1-5. Sistema que muestra la fusión incongruente.

de *AB*, tiene lugar el fenómeno de la *fusión incongruente*. A T_U se descomponen los cristales de *AB* en cristales de *A* y líquido de composición *U*. A medida que se eleva la temperatura arriba de T_U , se disuelven los cristales de *A* en el líquido hasta que desaparecen todos, dando un líquido de composición *AB*. T_U es el *punto de fusión incongruente*, o sea, la temperatura a la cual cambia una fase sólida a otra fase sólida más un líquido, difiriendo ambos en su composición respecto a la del sólido original.

El curso de la cristalización de un líquido de composición 3 es semejante al de composición 1 que se acaba de describir. Ahora considérese el enfriamiento del líquido de composición 2. Déjese enfriar este líquido hasta que se corte a *UE* a la temperatura T_3 . En este punto comienzan a formarse cristales de *AB*. A medida que cristaliza *AB*, la composición del líquido cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia *E*. En *E* se forman simultáneamente cristales de *AB* y de *B*.

Si el líquido de composición 1 es enfriado demasiado rápidamente para reaccionar con los cristales en *U*, dicho líquido alcanzará el punto eutéctico *E*. También, si los cristales de *A* se hunden en el líquido o

se separan en alguna otra forma de manera que no puedan reaccionar con el líquido en U , dicho líquido seguirá su curso de U hacia E con la cristalización directa de AB . La separación de los cristales de A enriquece en realidad al líquido en B . La fusión del feldespato de potasio descrita en el Capítulo 2 ilustra el comportamiento de un sistema de dos componentes con punto de fusión incongruente.

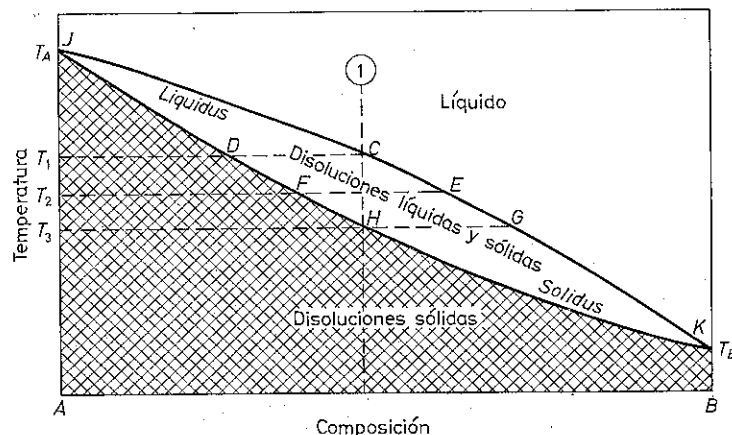


FIG. 1-6. Sistema de dos componentes mostrando las disoluciones sólidas.

2. Sistemas de dos componentes con disoluciones sólidas

La figura 1-6 explica un tipo común de sistema de dos componentes con disoluciones sólidas. Las *disoluciones sólidas* son verdaderas disoluciones homogéneas de una substancia en otra. En ellas intervienen dos o más miembros isomorfos que tienen la misma estructura cristalográfica básica y forman una serie en la cual hay un cambio continuo de las propiedades físicas y químicas de un miembro al otro.

Si el líquido de composición 1 se enfría a lo largo de la curva de *liquidus*, se observará la siguiente secuencia de acontecimientos. A T_1 , la composición del líquido 1 es indicada por C y produce cristales de composición D . Estos cristales son disoluciones sólidas de A y B y son más ricos en el componente A que el líquido con el cual ellos están en equilibrio. Con un enfriamiento ulterior, la composición del líquido cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia E y la composición de la disolución sólida de A y B cambia hacia F . Durante el enfriamiento lento, la disolución cambia de composición por reacción continua con el líquido. A la temperatura T_2 , una disolución sólida de composición F está en equilibrio con el líquido de composición E . Si

se conserva el equilibrio durante el enfriamiento, la última gota del líquido se consume a T_3 , y este líquido está en equilibrio con cristales de composición H . Los cristales de H tienen la misma composición global, como el líquido original.

Si los cristales que se forman a lo largo de la curva de *solidus* no se mantienen en equilibrio con el líquido, a la temperatura T_3 quedará todavía una cantidad considerable de líquido, y la cristalización continuará con los cristales y el líquido cambiando de composición hacia K . Este proceso da origen a una separación en zonas en los cristales, tal como es común encontrar en la plagioclasa y en el olivino. El sistema albita-anortita descrito en el Capítulo 2, es un ejemplo de sistema de dos componentes con disoluciones sólidas.

SISTEMAS DE TRES COMPONENTES O SISTEMAS TERNARIOS

Los sistemas de tres componentes se estudian comúnmente como sistemas condensados en los cuales se hace caso omiso de la fase de vapor. Por lo tanto, los sistemas condensados, en los que sólo se considera el equilibrio sólido-líquido, no representan exactamente las relaciones de equilibrio, pero, sin embargo, son suficientes para la mayoría de los fines.

Los sistemas de tres componentes pueden representarse por medio de un diagrama triangular (fig. 1-7). Cada vértice representa 100 por ciento de un componente; cada lado representa el sistema binario de los componentes de sus dos extremos, y un punto cualquiera interior del triángulo representa una composición específica que contiene los tres componentes. Las relaciones de temperatura son indicadas por *curvas de igual temperatura*, o *isotermas*.

El empleo de las isotermas está indicado en la figura 1-8. Tres componentes, A , B y C , funden a T_A , T_B y T_C , respectivamente. E_{AB} , E_{BC} y E_{CA} representan los puntos eutécticos binarios de los respectivos pares indicados; E es el punto eutéctico ternario para los tres componentes. En tres dimensiones, la configuración de las superficies de *liquidus* es mostrada por las isotermas, y éstas son proyectadas sobre el triángulo que forma la base. El curso del cambio líquido a lo largo de los contornos del campo ocasionado por enfriamiento, es señalado por medio de flechas.

Como ejemplo ilustrativo de la cristalización de un sistema de tres componentes, se escogerá de nuevo el sistema diópsida-albita-anortita y se describe en el Capítulo 5. Como sucede con el sistema binario, el ternario puede ser con disoluciones sólidas o sin ellas. El sistema que se acaba de mencionar es un sistema con disoluciones sólidas, mientras

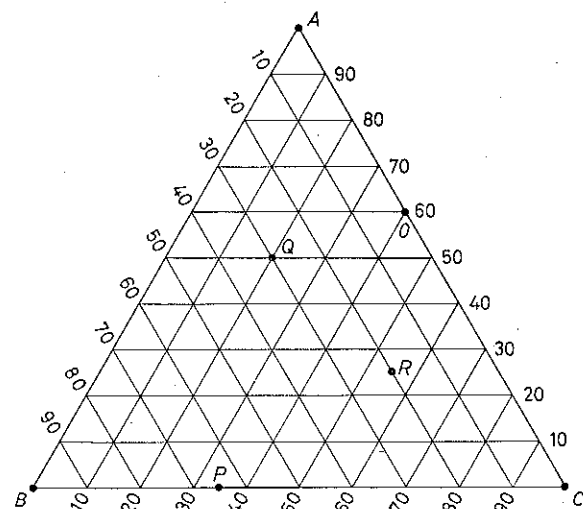


FIG. 1-7. Método de trazo de la composición en los diagramas triangulares de tres componentes. A representa 100 por ciento del componente A; B, 100 por ciento del componente B; y C, 100 por ciento del componente C. O representa 60 por ciento de A y 40 por ciento de C; P representa 65 por ciento de B y 35 por ciento de C; Q representa 50 por ciento de A, 20 por ciento de C y 30 por ciento de B; R representa 25 por ciento de A, 20 por ciento de B y 55 por ciento de C.

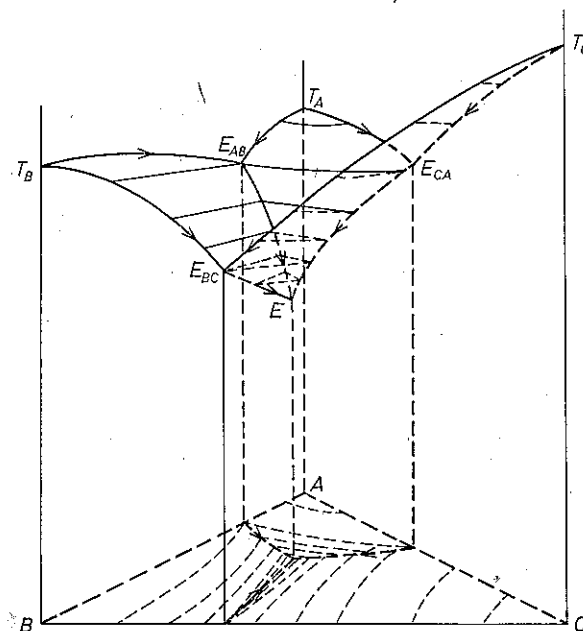


FIG. 1-8. Sistema de tres componentes que muestra el uso de las isoterma para enseñar la configuración de la superficie liquidus.

que el sistema diópsida-forsterita-sílice investigado por Bowen es un sistema sin disoluciones sólidas.

SISTEMAS DE CUATRO COMPONENTES O SISTEMAS CUATERNARIOS

Los sistemas de cuatro componentes se representan por medio de un tetraedro, cada uno de cuyos vértices representa una de las composiciones. Las isoterma no pueden mostrarse en ellos, pero los sentidos del descenso de las temperaturas pueden indicarse por flechas. La composición de cualquier componente o compuesto intermedio puede representarse en una esquina, una cara o una arista. Un sistema de tres componentes es un triángulo, los vértices del cual señalan la situación de cada componente.

Aunque Bowen ha descrito un sistema cuaternario hipotético en relación con el estudio del origen y la diferenciación de las rocas alcalinas, dicho sistema es demasiado complejo para tratar de él aquí. El tetraedro, sin embargo, puede aplicarse al estudio de las rocas sedimentarias; esto se describirá en el Capítulo 7, bajo el título de tetraedro fundamental.

REGLA DE LAS FASES MINERALÓGICAS

La regla de las fases expuesta es importante en la petrología para el estudio de la cristalización de las masas fundidas de silicatos o magmas. Es así mismo importante para el estudio de las rocas sólidas, como las ígneas y las metamórficas, porque determina el número de minerales que pueden ocurrir en equilibrio en una roca dada. Debe hacerse notar que el número máximo de fases puede alcanzarse solamente en un sistema invariante, es decir, con la temperatura y la presión fijas invariablemente, correspondiendo a un solo punto en un diagrama de equilibrio. Durante el proceso de formación de un mineral, la temperatura y la presión no son constantes. Por ejemplo: para un conjunto como el de albita-clorita-epidota-esfena que aparece comúnmente entre las rocas metamórficas, debe ser estable en un amplio intervalo tanto de temperatura como de presión, correspondiendo a una área en un diagrama P - T . En consecuencia, tanto la temperatura como la presión son variables, y corresponden a dos grados de libertad. En estas condiciones, la ecuación

$$F = C - P + 2$$

puede escribirse:

$$P = C$$

Esta ha llegado a conocerse como la *regla de las fases mineralógica*, la cual fue sugerida por primera vez por Goldschmidt en 1912. Según esta regla, el número de minerales diferentes en una roca no debe exceder, sino ser igual, al número de componentes (n).

Cualquier elemento individual es un sistema de un componente; es decir: $n = 1$. El azufre, por ejemplo, es dimórfico y puede existir en dos fases sólidas distintas: ortorrómbica y monoclínica; cada una de éstas es estable en un intervalo particular de temperaturas y presiones. A cualquiera presión fija, las dos fases pueden existir en equilibrio solamente a una temperatura fija. A la presión atmosférica, la temperatura fija de coexistencia de las dos fases en equilibrio es 95°C . Cualquier compuesto que no se descomponga al fundirse se considera como un sistema de un componente ($n = 1$). Así SiO_2 es un sistema de un componente para el cual se conocen cinco fases (pág. 42). Cada una de éstas es la forma estable en un amplio intervalo de temperaturas y presiones (fig. 2-10, pág. 43). Sin embargo, dos fases pueden existir juntas en equilibrio en condiciones fijas de temperatura y presión. El cuarzo y la tridimita, por ejemplo, están en equilibrio a 1 atmósfera y 867°C . Por consiguiente, sólo hay una forma de SiO_2 en una roca particular (ígneas o metamórficas).

Si $n = 2$, la regla de las fases mineralógica predice que el número máximo de minerales será dos en cualquiera roca en particular. Si el sistema es de dos componentes, como el de $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 , los cuatro minerales posibles son: nefelina $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, jadeíta $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, albita $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, y cuarzo SiO_2 (omitendo las formas polimórficas de alta temperatura del SiO_2). En las rocas ígneas, las asociaciones comunes son:

Albita + nefelina
Albita + cuarzo

En las rocas metamórficas las asociaciones comunes son

Albita + cuarzo
Jadeíta + cuarzo
Jadeíta + albita

Hablando en general, en cualquiera roca que ha alcanzado el equilibrio, sólo dos de los cuatro minerales posibles están presentes.

Si $n = 3$, la regla de las fases mineralógica predice que el número máximo de minerales será 3 en cualquiera roca en particular. En un sistema como el de MgO - Al_2O_3 - SiO_2 , son posibles unos 14 minerales. No obstante, en cualquiera roca pueden presentarse juntas asociaciones de

no más de 3. Ejemplos típicos son la forsterita (Mg_2SiO_4) + enstatita (MgSiO_3) + espinela (MgAl_2O_4) en las peridotitas (rocas ígneas ultramáficas), o la cordierita ($\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) + espinela + corindón (Al_2O_3) en las hornfelsas pelíticas (sedimentos arcillosos metamorfizados).

La regla de las fases mineralógica es, en consecuencia, un principio muy importante en la formación de minerales y expresa el número limitado de minerales que hay en las rocas comunes, especialmente en las ígneas y en las metamórficas. Algunos de los elementos químicos más comunes de la corteza terrestre son O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K y Mg (es decir, un sistema de ocho componentes), por lo cual se puede esperar encontrar un máximo de 8 minerales en una roca ígnea. El número real de minerales es, por lo general, menor, porque algunos de estos componentes no son completamente independientes, siendo capaces de reemplazarse entre sí, ión por ión, en muchos minerales formadores de rocas. Ejemplos comunes son el K y el Na en los feldespatos alcalinos, el Ca y el Na en la plagioclasa y el Mg y el Fe en los minerales máficos.

PARTE PRIMERA

LAS ROCAS IGNEAS

2

Composición mineralógica de las rocas ígneas

INTRODUCCION

Las rocas están compuestas de minerales; por lo tanto, el estudio de las rocas requiere un conocimiento previo de los minerales formadores de rocas. Aunque se conocen 1,700 minerales, aproximadamente 50 de ellos son minerales formadores de rocas, de los cuales 30 son los más comunes. Una característica notable de las rocas ígneas es el muy pequeño número de minerales de que están compuestas (véase la regla de las fases mineralógica, pág. 21). Por esta razón, la investigación de las rocas ígneas requiere la determinación de unos cuantos minerales comunes solamente. Ciertos óxidos, titanatos, fosfatos, fluoruros y otros silicatos, pueden estar presentes en cantidades pequeñas, pero carecen de importancia para determinar la composición macroscópica de las rocas.

E. Larsen ha tabulado las composiciones minerales aproximadas de los tipos principales de rocas plutónicas, como se indica en la tabla 2-1, y la composición mineral media de todas las rocas ígneas tabuladas por Barth aparece en la tabla 2-2. Por la observación de la tabla de Barth, es claro que entre los diversos minerales formadores de rocas ígneas, los feldespatos solos representan, aproximadamente, 60 por ciento; el cuarzo y los piroxenos, alrededor de 12 por ciento cada uno, mientras que todos los demás minerales son de mucha menor importancia. Antes de describir algunos minerales comunes formadores de rocas, deben tratarse dos conceptos fundamentales de la mineralogía de los silicatos.

TABLA 2-1
COMPOSICIÓN MINERAL APROXIMADA DE LOS TIPOS PRINCIPALES
DE ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS

Mineral	Gra- nito	Sie- nita	Grano- diorita	Cuar- zo dio- rita	Dio- rita	Gabro	Dia- basa oliví- nica	Dia- basa	Du- nita
Cuarzo	25	—	21	20	2	—	—	—	—
Ortoclase y microperita	40	72	15	6	3	—	—	—	—
Oligoclase	26	12	—	—	—	—	—	—	—
Andesina	—	—	46	56	64	—	—	—	—
Labradorita	—	—	—	—	—	65	63	62	—
Biotita	5	3	3	4	5	1	—	1	—
Anfibol	1	7	13	8	12	3	—	1	—
Ortopiroxeno	—	—	—	1	3	6	—	—	2
Clinopiroxeno	—	4	—	3	8	14	21	29	—
Olivino	—	—	—	—	—	7	12	3	95
Magnetita	2	2	1	2	2	2	2	2	3
Ilmenita	1	1	—	—	—	2	2	2	—
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	—	—	—	—
Esfena	tr	tr	1	tr	tr	—	—	—	—

FUENTE: E. Larsen, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 36, 1942.

TABLA 2-2
COMPOSICIÓN MINERAL MEDIA DE TODAS LAS ROCAS ÍGNEAS

Cuarzo	12.4
Feldespato alcalino (Or, Ab)	31.0
Plagioclase	29.2
Piroxeno	12.0
Hornblenda	1.7
Biotita	3.8
Muscovita	1.4
Olivino	2.6
Nefelina	0.3
Minerales opacos	4.1
Clorita y serpentina	0.6
Apatita	0.6
Esfena	0.3
Total	100.0

FUENTE: Barth, *Theoretical Petrology*,
pág. 27, John Wiley & Sons, Inc., Nueva
York, 1952.

SUBSTITUCION ATOMICA

Muchos minerales de silicatos son muy variables en su constitución química a causa de la posibilidad de substitución atómica de un elemento por otro en la armazón estructural de un mineral. Inicialmente fue descrita en función de la *disolución sólida* o de *crystal de mezcla* o *mixto*, lo cual implicaba la presencia, en un cristal homogéneo sencillo, de moléculas de dos o más sustancias. Por ejemplo: el olivino común puede describirse como una disolución sólida de moléculas de forsterita Mg_2SiO_4 (Fo) y moléculas de fayalita Fe_2SiO_4 (Fa); la composición precisa de cualquiera muestra de olivino puede establecerse en función de estos dos *miembros extremos*, como $Fe_{82}Fo_{18}$. Este concepto y su terminología permanecen en uso general, pero la investigación con rayos X hecha por Bragg y otros investigadores, sobre la estructura de los cristales, ha dado como resultado una interpretación revisada. En una estructura iónica no hay moléculas, sino que la estructura es simplemente una extensión indefinida de una armazón tridimensional. Cualquier ión de la estructura puede ser substituido por otro ión de radio semejante, sin dar lugar a ninguna deformación seria de la misma, exactamente como un albañil, al estar construyendo escaso de ladrillos rojos, puede usar ladrillos amarillos del mismo tamaño en su pared. Como los minerales cristalizan generalmente a partir de disoluciones que contienen iones diferentes de los esenciales al mineral, en la estructura puede tener lugar, con frecuencia, la incorporación de iones extraños.

En la substitución atómica, el tamaño de los átomos o de los iones es el factor gobernante. Así, los átomos de Al, Cr, V y Fe^{3+} son mutuamente reemplazables en la estructura, y así mismo lo son los de Mg, Fe^{2+} , Mn y Ni. No sólo puede ser substituido un elemento por otro de la misma carga o valencia, sino que puede haber un intercambio de átomos de diferentes valencias, a condición de que la neutralidad eléctrica sea mantenida por la substitución concomitante en otra parte de la estructura. Así, al pasar de los dos miembros extremos albíta ($NaAlSi_3O_8$) y anortita ($CaAl_2Si_2O_8$) de la serie plagioclase, el Ca^{2+} substituye al Na^+ , y la neutralidad eléctrica se mantiene por la substitución acoplada del Si^{4+} por el Al^{3+} . De modo semejante, en la diópsida ($CaMgSi_2O_6$), $Mg^{2+}-Si^{4+}$ pueden ser reemplazados en parte por $Al^{3+}-Al^{3+}$. Otros ejemplos son: $K-Si^{4+}$ substituyendo a $Ba^{2+}-Al^{3+}$; Si^{4+} puede ser reemplazado por $K-Al^{3+}$, o por $Al^{3+}-Mg^{2+}$. Tales substituciones acopladas son comunes especialmente en los minerales de silicatos. La interpretación de la composición química de muchos mine-

rales, en particular la de los silicatos, era excesivamente difícil antes de que fuera reconocido y entendido el concepto de la substitución atómica que se acaba de describir.

La naturaleza de la estructura de un mineral tiene evidentemente influencia considerable sobre el alcance de la substitución atómica; algunas estructuras, como las de la espinela y la apatita, son bien conocidas por su extensa substitución atómica, mientras que el cuarzo y otros minerales muestran muy poca. El tamaño atómico tiene también in-

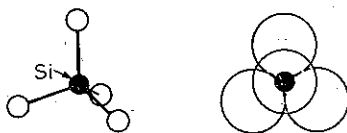


FIG. 2-1. Grupo tetraédrico de átomos de oxígeno alrededor de silicio, SiO_4 . Izquierda: se suponen los átomos del mismo tamaño, para enseñar con claridad sus posiciones relativas. Derecha: se muestra el tetraedro de SiO_4 en plano; los círculos abiertos representan al oxígeno y el punto negro pequeño el átomo de silicio, en sus tamaños relativos aproximados.

fluencia fundamental sobre el alcance de la substitución, ya que el ión substituto debe ser capaz de ocupar su puesto en la trama sin ocasionar deformación alguna de la estructura. Como resultado de la substitución atómica, la composición química de la mayoría de los minerales es en realidad un "complejo de substitución iónica" o una "serie de substitución iónica" o, en la terminología antigua, "compuestos isomórficos" y "serie de disolución sólida".

ESTRUCTURA DE LOS SILICATOS¹

Más de 90 por ciento de la corteza terrestre está formada por silicatos. Estos comprenden especies tan bien conocidas como el cuarzo, los feldespatos, los piroxenos, los anfíboles y las micas. La investigación de los silicatos por medio de rayos X indica que los minerales pueden clasificarse en seis grupos bien definidos según las cadenas de tetraedros. El tetraedro es una unidad fundamental de todas las estructuras de los silicatos, y está constituido por un ión silicio situado en el centro y iones oxígeno en las cuatro esquinas (fig. 2-1). Seis grupos principales de silicatos se establecen por los diversos modos de disposición de los tetraedros; pueden existir como unidades independientes, o estar enca-

¹ Para una exposición más amplia de la mineralogía de los silicatos se recomienda al lector la consulta de las obras de T. Barth, 1951; B. Mason, 1958, y L. G. Berry y B. Mason, 1959.

denados juntos en cinco formas. Los seis grupos principales de silicatos, en orden de condensación o polimerización creciente, son:

1. *Nesosilicatos* (gr. *nesos*, isla), grupos separados de SiO_4 , en los cuales los tetraedros no están encadenados directamente entre sí, sino que están unidos por intermedio de cationes. Como el SiO_4 tiene cuatro cargas negativas en exceso, son necesarios dos cationes divalentes o un catión tetravalente para neutralizar la estructura. Así pueden desarrollarse minerales como (olivino) la forsterita, Mg_2SiO_4 y el zircón, ZrSiO_4 .

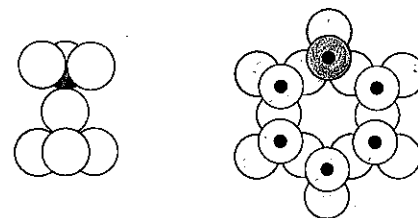


FIG. 2.2. Tipos de enlace de tetraedros de silicio-oxígeno. Izquierda: Si_2O_7 , tetraedros dobles. Derecha: Si_6O_{18} , estructura de anillo; los puntos negros representan silicios, y los círculos abiertos átomos de oxígeno.

Los minerales con grupos separados o de un grupo de tetraedro simple son numerosos y comprenden multitud de especies importantes, como el grupo del granate, el grupo de la humita, etc.

2. *Sorosilicatos* (gr. *soror*, hermana), Si_2O_7 , pueden considerarse como una condensación de dos tetraedros de sílice. Están unidos por un oxígeno común que sirve como ión puente. La deducción de la fórmula Si_2O_7 es fácilmente comprensible. Los dos tetraedros encadenados por un oxígeno común lo están a su vez a otros sorogrupos con varios cationes metálicos. Los minerales del grupo de la melilita, la akermanita, $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, y la gehlenita, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, son representativos de los sorosilicatos (fig. 2-2, izquierda).

3. *Ciclosilicatos* (gr. *kyklos*, anillo), estructura de anillo, Si_6O_{18} , en los cuales los grupos SiO_4 no son independientes, sino que están unidos por iones de oxígeno comunes dispuestos en la forma de un anillo (fig. 2-2). Por ejemplo, en el mineral berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, seis grupos de silicio están juntos en anillos hexagonales dispuestos verticalmente a manera de panal y unidos lateralmente por iones de Be^{2+} y Al^{3+} . Otros minerales con esta estructura son la turmalina, la cordierita y la wollastonita.

4. *Inosilicatos* (gr. *is*, *inos*, músculo; pl. tejido fibroso).

a) Estructura de cadena sencilla, Si_2O_6 , está formado por el enlace de tetraedros, esquina con esquina, en una cadena sin fin, compartiendo

cada tetraedro un oxígeno con su vecino. Las cadenas fuertes están dispuestas paralelas al eje vertical de los minerales y unidas por los lados por cationes metálicos. La dirección del crucero en estos minerales se encuentra entre las cadenas, cortándose casi a ángulos rectos (fig. 2-3). Esta estructura es característica del grupo de los piroxenos y de gran número de minerales importantes en las rocas ígneas y metamórficas.

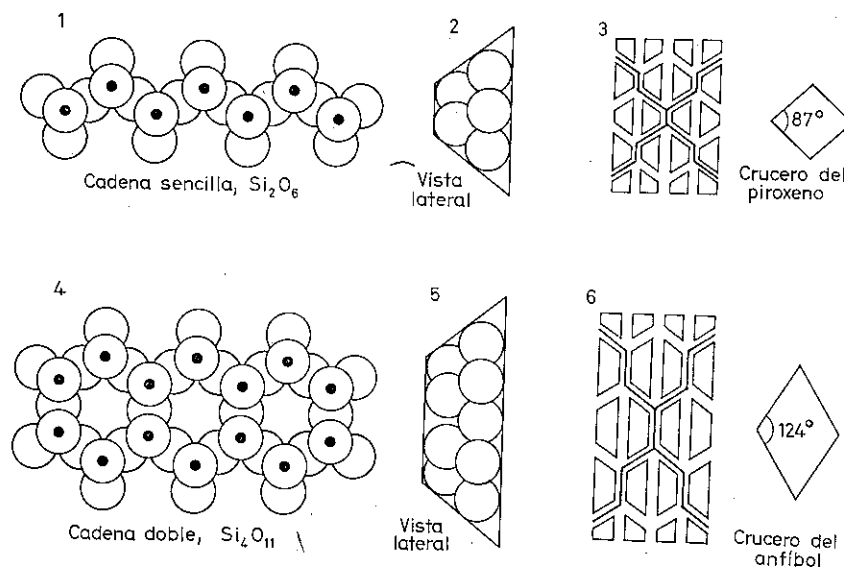


FIG. 2-3. Estructura de cadena sencilla característica de los piroxenos. Los círculos abiertos representan a los átomos de oxígeno, y los círculos negros a los de silicio. (1) Cadena sencilla, Si_2O_6 . (2) Vista de extremo. (3) Apilamiento de cadenas sencillas con las direcciones de crucero resultantes, indicadas por líneas más gruesas. Estructura de cadena doble característica de los anfíboles. (4) Cadena doble, Si_4O_{11} . (5) Vista lateral. (6) Apilamiento de cadenas dobles con las direcciones de crucero resultantes, señaladas por líneas más gruesas.

b) Estructura de cadena doble, Si_4O_{11} , está formado por dos cadenas sencillas, unidas lado a lado, dando una relación Si:O de 4:11. Las cadenas están dispuestas paralelas al eje vertical de los minerales y unidas lateralmente por cationes. Las direcciones de crucero evitan de nuevo cortarse por las cadenas; se intersectan a 124° (fig. 2-3). La estructura de este tipo es característica del grupo de los anfíboles.

5. *Filosilicatos* (gr. *phyllon*, lámina u hoja), estructura de hoja o de lámina, Si_4O_{10} , se originan cuando los tetraedros están unidos a sus vecinos por tres esquinas y se extienden indefinidamente sobre un plano como una red hexagonal. Las láminas tetraédricas se yuxtaponen una arriba de otra, cementadas entre sí por iones metálicos y grupos (OH)

(fig. 2-4). Esta estructura es típica de las micas, las cloritas y otros minerales laminados, como el talco y los minerales arcillosos, y es directamente responsable de su simetría pseudo-hexagonal y del crucero basal perfecto, el cual corre paralelo a las hojas.

6. *Tectosilicatos* (gr. *tehton*, esqueleto o armazón), de esqueleto tri-dimensional, SiO_2 , en los cuales cada tetraedro está unido a su vecino por las cuatro esquinas, de modo que cada oxígeno es común a dos

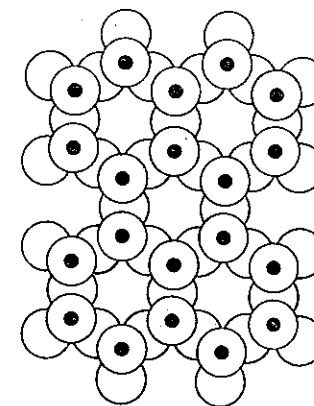


FIG. 2-4. Estructura en láminas, Si_4O_{10} . Los puntos negros representan átomos de silicio y los círculos abiertos a los de oxígeno.

tetraedros. El cuarzo, SiO_2 , es de este tipo, consistiendo el tetraedro únicamente en iones de silicio y de oxígeno. En este caso particular se satisface la regla de la valencia porque las cargas positivas del silicio son igualadas por las cargas negativas del oxígeno. Los tectosilicatos forman la más grande y, probablemente, la más importante de las seis divisiones estructurales entre los silicatos, incluyendo los feldespatos, los feldespatoides, las escapolitas, las zeolitas, etc.

Los minerales pertenecientes a la clase de los silicatos se pueden resumir como se presenta en la tabla 2-3. Una más amplia referencia de la estructura de los silicatos será hecha en la sección que sigue al describir algunos minerales importantes formadores de rocas.

GRUPO DEL OLIVINO

El olivino común es un complejo de sustitución cuya composición varía desde la forsterita, Mg_2SiO_4 , hasta la fayalita, Fe_2SiO_4 , y cristaliza en el sistema ortorrómbico. Estructuralmente, el olivino está formado por tetraedros independientes de SiO_4 , y los iones de Mg y de Fe se

TABLA 2-3
CLASIFICACIÓN ESTRUCTURAL DE LOS SILICATOS
(En orden de polimerización creciente)

Clasificación	Disposición estructural	Si:O	Ejemplos
Nesosilicatos	Tetraedros independientes	1:4	Olivino, Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4
Sorosilicatos	Dos tetraedros compartiendo un oxígeno	2:7	Melilita, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$
Ciclosilicatos	Anillos cerrados de tetraedros, compartiendo cada uno dos oxígenos	1:3	Berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$
Inosilicatos	Cadenas sencillas continuas de tetraedros, compartiendo cada uno dos oxígenos	1:3	Enstatita, MgSiO_3 Hiperstena, FeSiO_3
	Cadenas dobles continuas de tetraedros, compartiendo alternadamente dos y tres oxígenos	4:11	Antofilita, $\text{Mg}_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$
Filosilicatos	Láminas continuas de tetraedros, compartiendo cada uno tres oxígenos	2:5	Talco, $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ Flogopita, $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Tectosilicatos	Esqueletos continuos de tetraedros, compartiendo cada uno los cuatro oxígenos	1:2	Guarzo, SiO_2 Feldespato potásico, KAlSi_3O_8 Nefelina, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

encuentran entre grupos irregulares de seis oxígenos y pertenecen a dos clases que no son estructuralmente idénticas. Esta estructura explica por qué los minerales de olivino no tienen crucero y se presentan generalmente como formas cristalinas de ejes iguales, o casi iguales, en todas direcciones.

Los únicos minerales de olivino formadores de roca comunes son los compuestos ricos en magnesio, aunque uno que lleva cal, la monticelita, CaMgSiO_4 , se encuentra en las rocas calcáreas metamorizadas y ha sido registrado también en las rocas ígneas máficas. Greig, Merwin y Shepherd han demostrado experimentalmente que la fayalita puede formarse por reacción entre el óxido de hierro y vapores calientes portadores de SiO_2 , y consideran que la fayalita que se presenta con tanta frecuencia en las cavidades de las lavas silíceas puede haberse formado de este modo. Los compuestos de olivino ricos en hierro se encuentran en las rocas ígneas intrusivas.

GRUPO DE LOS PIROXENOS

Los piroxenos forman un grupo de minerales de silicatos complejos íntimamente relacionados por sus estructuras cristalinas, sus propieda-

des físicas y su composición química, aunque cristalizan en dos sistemas: el ortorrómbico y el monoclinico. Estructuralmente, los piroxenos constan de cadenas infinitas de tetraedros de SiO_4 enlazados lateralmente entre sí por iones metálicos, tales como Mg y Ca, los cuales están unidos al oxígeno, pero no directamente al silicio. Como cada ión de silicio está unido a cuatro iones de oxígeno y cada oxígeno a otro de silicio o a un ión de metal, la relación de Si:O es de 1:3, dando una fórmula típica para los piroxenos como MgSiO_3 o $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$. El diferente hábito prismático de los piroxenos es una consecuencia de esta estructura interna, como lo es también el crucero típico. La composición química de los piroxenos puede ser expresada por la fórmula $(\text{W})_{1-p}(\text{X}, \text{Y})_{1+p}\text{Z}_2\text{O}_6$, en la que los símbolos W, X, Y y Z indican elementos de

W = Na, Ca

X = Mg, Fe^{2+} , Li, Mn

Y = Al, Fe^{3+} , Ti

Z = Si (Al en cantidad pequeña)

El tamaño de los átomos disminuye de W a Z.

La composición de los piroxenos es extremadamente variable por las posibilidades de la substitución atómica. En la fórmula general dada antes, p es igual a cero o cerca de cero en las series diópsida-hedenbergita y egrina-jadeíta. Es igual a uno o cercana a uno en los piroxenos ortorrómbicos, en sus variedades monoclinicas y en la pigeonita.

Ejemplos de constitutivos más completos de minerales piroxenos son

Ortopiroxeno: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_3]_2$

Diópsida-hedenbergita: $\text{Ca} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{SiO}_3)_2$

y "augita": $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}) [(\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_3]_2$

Los elementos más importantes están subrayados. En la figura 2-5 se presenta un resumen de los miembros individuales del grupo de los piroxenos.

Los piroxenos ortorrómbicos varían en composición desde la enstatita pura, MgSiO_3 , hasta alrededor de 90 por ciento de FeSiO_3 . Los ortopiroxenos comunes de las rocas ígneas son todos ricos en magnesio. El compuesto FeSiO_3 rómbico puro es desconocido en el estado cristalino, pero a partir de una masa fundida de su composición cristalizarán SiO_2 y Fe_2SiO_4 (fayalita). Tanto la enstatita como la hiperstena tienen una fase monoclinica correspondiente conocidas como clinoenstatita y clinohiperstena, respectivamente, las cuales son prácticamente desconocidas en las rocas terrestres, pero han sido reconocidas en algunos meteoritos. Los compuestos intermedios entre la clinoenstatita y la clino-

hiperstena y la augita son conocidos como pigeonita (de Pigeon Point, Minnesota) y se encuentran en las rocas volcánicas máficas.

La serie diópsida-hedenbergita está bien establecida en toda la gama de composición. La augita común es simplemente una variedad aluminosa de esta serie, formada por la substitución parcial del Mg-Si por el Al. La proporción de Al_2O_3 en la augita común es de 3 a 10 por ciento, y pueden acompañarla algo de Fe_2O_3 y Cr_2O_3 .

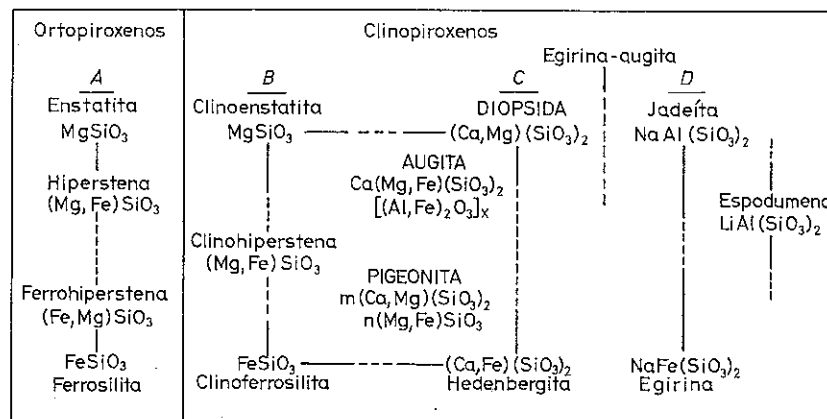


FIG. 2-5. Relaciones químicas aproximadas de los metasilicatos que comprenden el grupo de los piroxenos. (A) serie enstatita-ferrosilita. (B) serie clinoenstatita-clinoferrrosilita. (C) serie diópsida-hedenbergita. (D) serie jadeíta-egirina. La augita y la pigeonita son de composición intermedia. La espodumena representa una especie cercana al grupo de los piroxenos. La egirina-augita es intermedia. (Según P. F. Kerr, "Optical Mineralogy", 3ª ed., McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1959.)

La espodumena no está íntimamente relacionada con otras especies de los piroxenos, sino que está limitada a las pegmatitas de granito complejas. La jadeíta es un mineral raro de las rocas metamórficas. Los miembros de composición intermedia relacionados con la serie diópsida-hedenbergita y la augita, son agrupados bajo el nombre egirina-augita y son bien conocidos en las rocas ígneas alcalinas.

Los piroxenos comunes formadores de roca pueden considerarse como fases en el sistema ternario $\text{MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3\text{-CaSiO}_3$, con alrededor de 50 por ciento de CaSiO_3 . El intervalo de miscibilidad entre la augita y el $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ es considerablemente menor a temperaturas altas que a temperaturas moderadas; en las rocas volcánicas los piroxenos pueden ser augita baja en calcio y pigeonita, mientras que en las rocas plutónicas los piroxenos son augita común y/o piroxenos ortorrómbicos casi libres de calcio (fig. 2-6).

GRUPO DE LOS ANFIBOLES

Los anfíboles pueden ser considerados en función de cinco series: la antofilita, la cummingtonita-grunerita, la tremolita-actinolita, el anfíbol aluminoso y el anfíbol sódico. Todas están relacionadas por sus propiedades cristalográficas y físicas y por su composición química, y caen tanto en el sistema ortorrómbico como en el monoclinico.

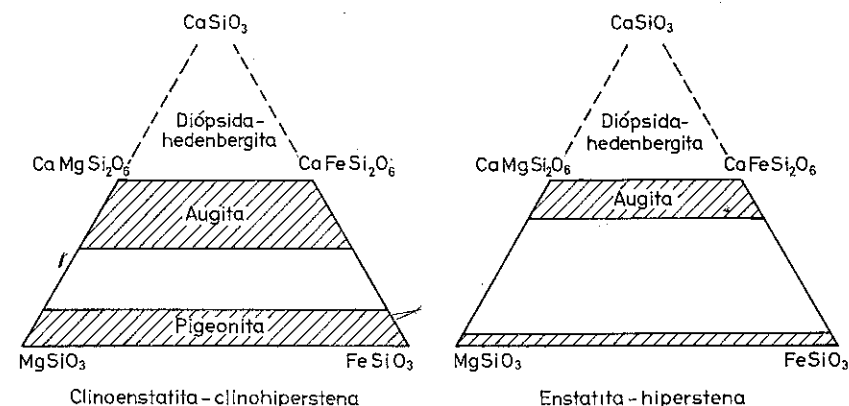


FIG. 2-6. Relaciones de composición y fase en los piroxenos comunes. Izquierda: a temperaturas elevadas. Derecha: a temperatura mediana. Las áreas sin sombrear indican las disoluciones sólidas muy limitadas que existen entre los piroxenos de alto y de bajo contenido de calcio, las cuales aumentan al bajar la temperatura.

La estructura del anfíbol es típica de los tetraedros de SiO_4 en la cadena doble; en realidad, son dos cadenas sencillas con tetraedros alternados, enlazados por un oxígeno que ambos comparten, dando una relación Si:O de 4:11, en vez de 1:3, como en las cadenas sencillas. En la estructura, las cadenas dobles corren paralelas al eje c y están unidas entre sí lateralmente por los iones metálicos. La fuerza de unión entre las cadenas no es tan fuerte como los enlaces de Si-O a lo largo de la cadena. Esto se refleja en la bien desarrollada naturaleza fibrosa o prismática de los anfíboles y en el crucero prismático.

Una fórmula general para todos los miembros del grupo de los anfíboles puede escribirse como $(\text{W,X,Y})_{7-8}(\text{K}_4\text{O}_{11})_2(\text{O,OH,F})_2$,

donde W = Ca, Na (K en cantidad pequeña)

X = Mg, Fe^{2+} (Mn en cantidad pequeña)

Y = Ti, Al, Fe^{3+} , Ti, Li, Cr, tierras raras

Z = Si, Al

En general, los anfíboles forman series isomorfas, y amplias substituciones de un ión por otros de tamaños semejantes pueden tener lugar, dando origen a composiciones químicas muy complejas. Las fórmulas que siguen son ejemplos de los elementos constitutivos más completos de algunos miembros del grupo de los anfíboles:

Tremolita-actinolita: $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$

Hornblenda: $(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$

Riebeckita: $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$

Glaucófana: $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$

Los miembros de la serie de anfíboles monoclinicos se indican en la figura 2-7.

Los miembros individuales del grupo de los anfíboles forman una serie paralela a los del grupo aliado de piroxenos:

Piroxenos	Anfíboles
Ortorrómicos	
Serie enstatita-hiperstena	Serie antofilita
Monoclinicos	
Serie clinohiperstena	Serie cummingtonita
Serie diópsida-hedenbergita	Serie tremolita
Serie augita	Serie hornblenda
Serie de piroxenos alcalinos	Serie de anfíboles alcalinos

La antofilita y otros ortoanfíboles se encuentran en las rocas metamórficas. La tremolita y miembros de la serie de la cummingtonita se encuentran también en las rocas metamórficas. Debe observarse que en la tremolita, el Mg es reemplazable por el Fe^{2+} y también en parte por Al y Fe^{3+} , el Si en parte por Al; el Ti y el F pueden estar presentes. El producto de todas estas substituciones es la serie de la hornblenda, análoga a la augita, pero considerablemente más compleja. En consecuencia, el miembro hornblenda de los anfíboles comunes tiene una gama muy amplia de composición. La mayoría de la hornblenda común es verde, pero hay una variedad de color café oscuro, la "hornblenda basáltica", que se encuentra comúnmente en las rocas volcánicas. Los anfíboles alcalinos pueden considerarse como derivados de la serie de la hornblenda por las substituciones corrientes, especialmente el Ca por Na. Los más conocidos de estos anfíboles sódicos son la glaucófana de los esquistos

tos y las afines riebeckita y arfvedsonita de las rocas ígneas alcalinas, aunque se han descrito otras variedades.

GRUPO DE LA MICA

El esquema estructural de la mica es típico de los tetraedros en hojas o láminas. Cada SiO_4 tiene tres oxígenos compartidos y uno libre; por lo tanto, la composición y la valencia se representan por $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$. En la mica hay un total de doce oxígenos, dos de los cuales pertenecen

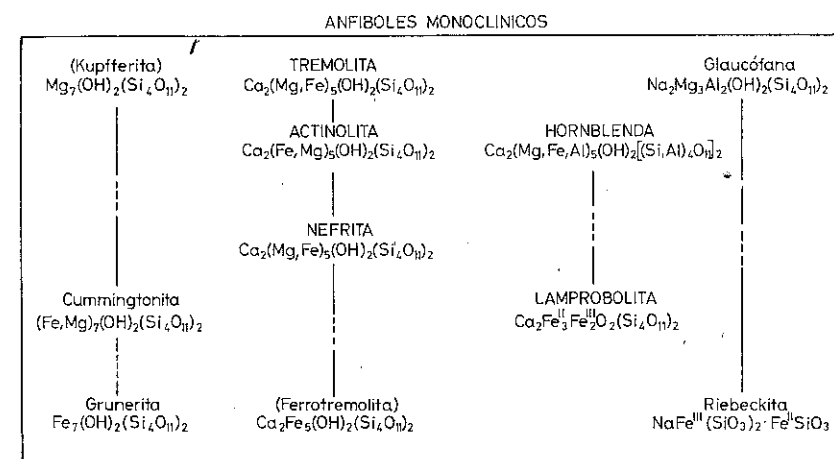
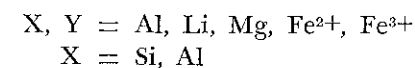


FIG. 2-7. Grupos principales entre los anfíboles monoclinicos. (Según P. F. Kerr, "Optical Mineralogy", 3ª ed., McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1959.)

a los grupos de hidroxilos. El F es un elemento secundario, regularmente constante de las micas; substituye al (OH) y puede llegar a constituir hasta 6 por ciento de algunas micas de litio (véanse las fórmulas más adelante). Los grupos hidroxilos están incorporados y enlazados al Al, al Mg o al Fe solo. La estructura entera es una sucesión de tales láminas dobles, con el ión K situado en medio (fig. 2-8). La estructura de láminas se refleja por el crucero basal perfecto de todos los miembros del grupo de las micas. Las hojuelas de mica son elásticas y fácilmente distinguibles de la clorita frágil. Una fórmula general del grupo de las micas puede escribirse $\text{W}(\text{X}, \text{Y})_{2-3}\text{Z}_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$: en la cual $\text{W} = \text{K}$ (Na en la paragonita, un mineral raro de los esquistos)



La composición de los miembros individuales de las micas puede ser muy compleja. En la siguiente lista, las fórmulas de la parte superior son los elementos componentes esenciales; las fórmulas de la parte inferior representan los elementos componentes más completos:

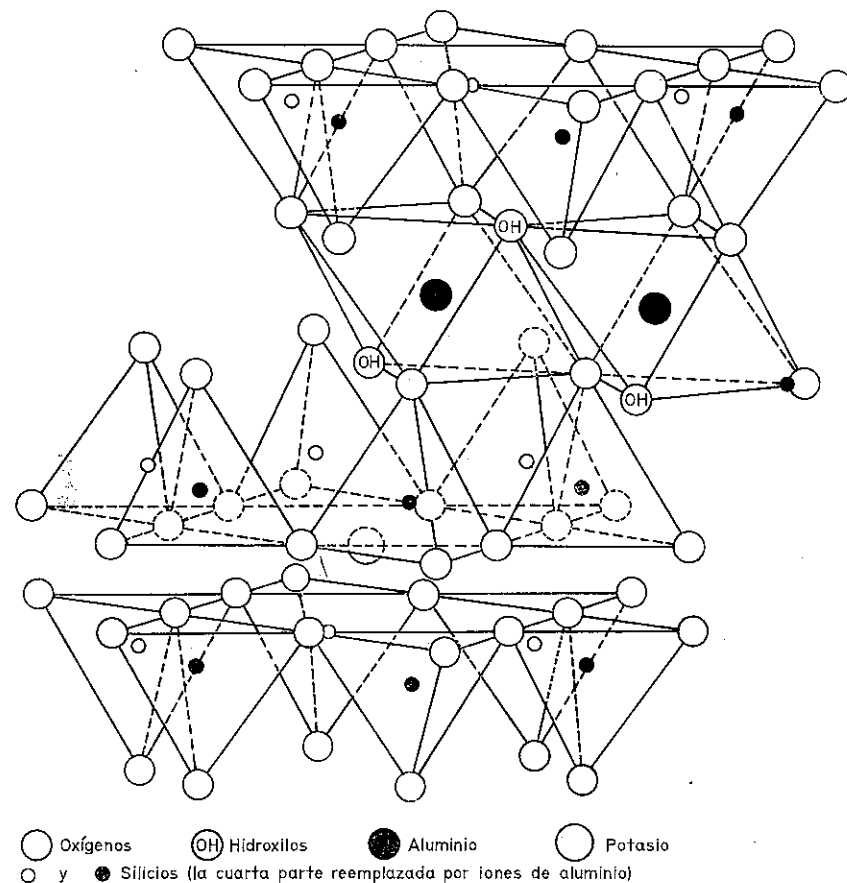


FIG. 2-8. Disposición de los iones en una estructura ideal de muscovita. Obsérvese en la parte superior del diagrama que la estructura consta de tres capas: una lámina superior de tetraedros de silicio con iones de oxígeno no compartidos dirigidos hacia abajo, una inferior de anillos de tetraedros de silicio con iones de oxígeno no compartidos dirigidos hacia arriba, y una intermedia de octaedros de aluminio uniendo las dos láminas de silicio. Cada octaedro de aluminio consta de un ión de Al rodeado por dos de oxígeno de la lámina superior, dos oxígenos de la lámina inferior y dos iones OH. Tales unidades de tres capas son mantenidas entre sí, parcialmente, por un ión K que ocupa un intersticio en el anillo e iguala las cargas eléctricas. La arcilla de illita exhibe una estructura similar. (Según R. E. Grim, "Clay Mineralogy", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1953.)

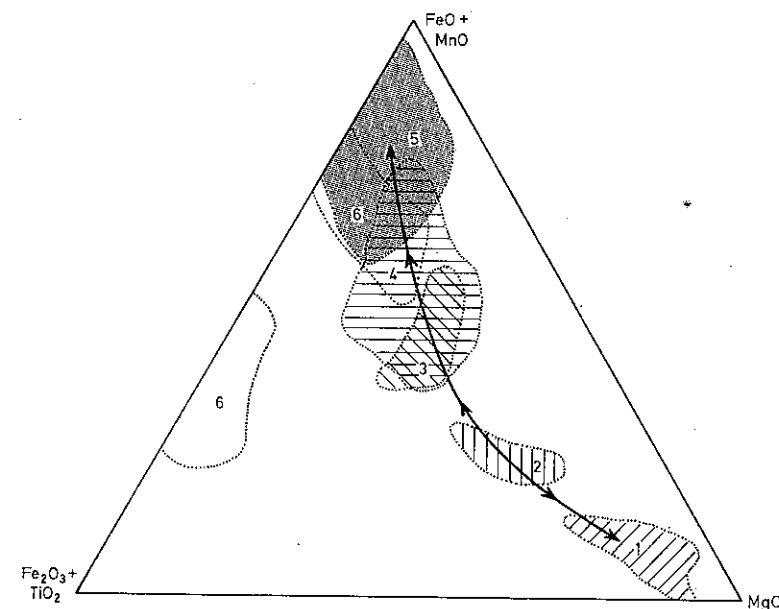
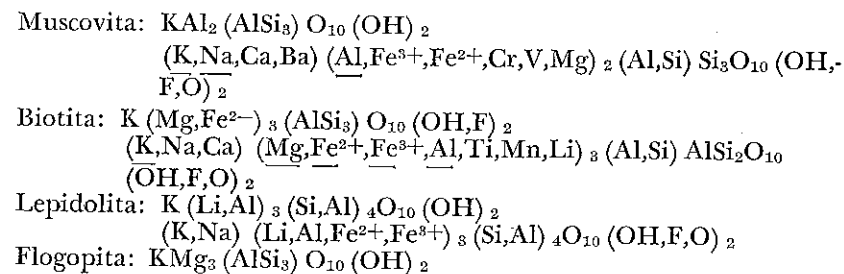


FIG. 2-9. Diagrama compuesto basado en los diagramas triangulares de Heinrich. Muestra las áreas ocupadas por las micas biotitas correspondientes a las diferentes rocas ígneas. (Am. J. Sci., 1946.) (1) Peridotitas y otras ultramáficas. (2) Gabros. (3) Tonalitas y dioritas. (4) Granitos, monzonitas cuarzosas, granodioritas. (5) Pegmatitas de granito. (6) Sienitas, sienitas nefelíticas y sienitas pegmatíticas.

La muscovita está presente en los granitos, pero la mica común de las rocas ígneas es la biotita. La forma típica de ocurrencia de la lepidolita y otras micas de litio es en las pegmatitas. La flogopita se encuentra comúnmente en los sedimentos calcáreos metamorizados y en algunas pegmatitas, pero también se encuentra a veces en las rocas ígneas ricas en magnesio y pobres en hierro, como las peridotitas. La variación de composición química de la biotita con los tipos de roca se señala en la figura 2-9. Hay una tendencia general en las biotitas ricas en magnesio de las rocas ultramáficas a las biotitas ricas en hierro en los grani-

tos y sienitas nefelínicas. El Al está presente en la mayor proporción en las biotitas del granito y las pegmatitas y en la menor proporción en las biotitas de las rocas ultramáficas; el Si se presenta en una relación inversa a la del Al.

GRUPO DE LA SILICE

La sílice se presenta en la Naturaleza como seis minerales distintos: el cuarzo, la calcedonia, el ópalo, la tridimita, la cristobalita y la lechatelierita (vidrio de sílice). De éstos, el cuarzo es muy común; la tridimita y la cristobalita se encuentran ampliamente distribuidas en las rocas volcánicas; la calcedonia (criptocristalina) y el ópalo (amorfo) son de ocurrencia extensa; la lechatelierita es muy rara.¹

El cuarzo es la forma estable de la sílice a la presión atmosférica, a temperaturas hasta de 867° C., la tridimita entre 867 y 1,470° C. y la cristobalita desde 1,470° hasta el punto de fusión a 1,713° C. De 1,713° C. hasta el punto de ebullición, la sílice líquida es la fase estable. El sistema SiO_2 de un componente ha sido estudiado extensamente en diversas condiciones de temperatura y presión; el diagrama de equilibrio se da en la figura 2-10. Cada sílice polimórfica, a saber, cuarzo alto y bajo, la tridimita y la cristobalita, tiene sus propiedades físicas características y es estable en determinadas condiciones tanto de presión como de temperatura.

Los experimentos de laboratorio sobre el efecto del agua a presión en las relaciones entre el cuarzo, la tridimita y la cristobalita han producido los resultados más interesantes. Tuttle y England han investigado el sistema a temperaturas hasta de 1,300° y presiones de vapor de agua hasta de 2,000 Kg por centímetro cuadrado. Sus resultados están indicados con líneas de trazos en la figura 2-10. La curva de *liquidus* es bajada varios centenares de grados. Por lo tanto, a presiones superiores a 1,400 Kg por centímetro cuadrado, el cuarzo se funde a aproximadamente 1,125° C., lo cual representa una reducción de unos 600° C. del punto de fusión; el líquido así formado es una masa fundida de sílice hidratada que contiene aproximadamente 2.3 por ciento de H_2O . La tridimita se funde directamente a la forma líquida a presiones comprendidas entre 400 y 1,400 Kg por centímetro cuadrado; y arriba de 1,400 Kg por centímetro cuadrado, el cuarzo se funde directamente. Se ve, pues, que el agua en pequeñas cantidades tiene enorme efecto fundente. Los resultados de esta investigación ponen énfasis en la gran influencia que el contenido de agua y otras sustancias volátiles debe tener en la cristalización de las masas fundidas naturales de silicatos, o

¹ Véase B. Mason, en la misma obra, pág. 97, 1958.

magmas, y puede ayudar a explicar la formación de grandes masas de cuarzo en los filones y pegmatitas.

La estructura de las tres formas polimórficas de la sílice es típica de los grupos de tetraedros en una red tridimensional. En general, en el

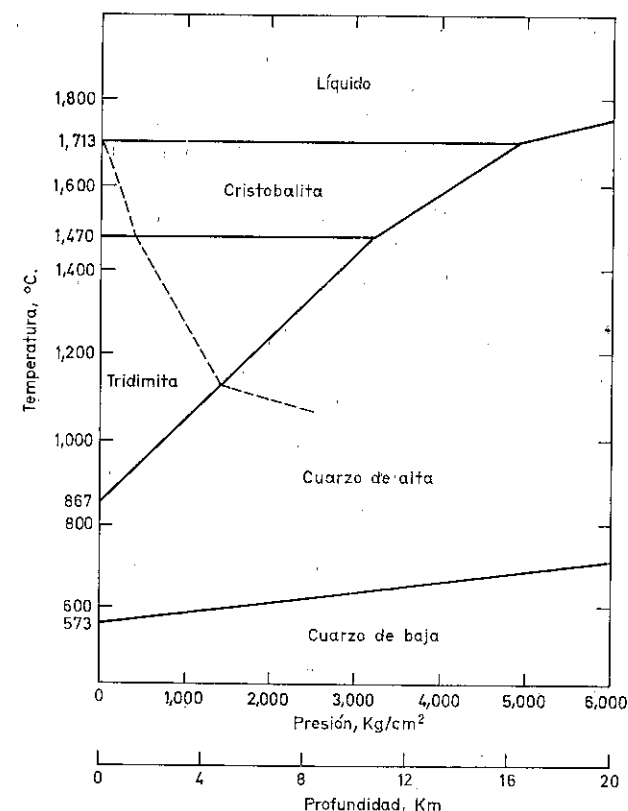


FIG. 2-10. Relaciones de estabilidad de las diferentes formas de SiO_2 . Líneas llenas, sistema seco. (Ann. Rept. Geophysics Laboratory, 1952-1953.) Líneas de trazos, *liquidus* bajo presión de vapor de agua. (Según O. F. Tuttle y J. L. England, Bull. Geol. Soc. Am., 1955.)

cuarzo los átomos están apilados en forma bastante estrecha, mientras que la cristobalita y la tridimita tienen estructuras comparativamente abiertas. Los análisis químicos de estos minerales demuestran la presencia de elementos extraños en la estructura. La presencia de Na y Al sugiere una sustitución de Si por NaAl en la estructura abierta; el cuarzo, sin embargo, es generalmente SiO_2 muy puro. La diferencia de estructura en estas tres formas polimórficas es reflejada aún más en

las densidades, las cuales son mucho más bajas para la cristobalita (2.32) y la tridimita (2.26) que para el cuarzo (2.65).

Cada una de las tres formas polimórficas tiene una modificación de alta y de baja temperatura. En el cuarzo, el cambio de una a la otra tiene lugar a 573° C. a la presión atmosférica. Los cambios de la tridimita alta a la tridimita baja se verifican entre 120° y 160° C., y los de cristobalita alta a cristobalita baja entre 200° y 275° C. El enlace de los tetraedros de SiO_4 en estos minerales de sílice tiene que deshacerse completamente y volver a arreglarse para la transformación de una forma en otra. Sin embargo, el cambio de forma de alta a forma de baja temperatura no altera el esqueleto en el que están enlazados los tetraedros. Estos pueden sufrir rotación y desplazamiento que alteran la simetría de la estructura sin romper ningún enlace de tetraedros de SiO_4 . La forma de alta temperatura es siempre más simétrica que la de baja temperatura.

En casi todas las rocas ígneas, el cuarzo tiene el hábito de cristal del cuarzo de alta, es decir, de temperatura superior a 573° C., y un cambio de cuarzo de alta a cuarzo de baja tiene lugar a la presión atmosférica. En algunos granitos, vetas de cuarzo y pegmatitas, de grano grueso, el cuarzo de baja estuvo presente desde el principio. Puede concluirse razonablemente que la cristalización del magma correspondiente a la mayoría de las rocas comunes portadoras de cuarzo tiene lugar arriba de 573° C. y la cristalización residual, por lo menos en parte, a temperaturas más bajas.

La forma más conocida de la sílice cristalizada es el "cristal de roca", el cual forma prismas hexagonales transparentes e incoloros, terminados en uno o ambos extremos por pirámides hexagonales. Esta es una forma de cristal de cuarzo de baja que se encuentra en los filones y en las cavidades de las rocas. El cuarzo que forma los granos lustrosos del granito carece con frecuencia de caras de cristal porque rellena los intersticios existentes entre los cristales mayores de feldespato. El cuarzo rosado, el amatista y el cuarzo ahumado pertenecen a la forma de baja temperatura, mientras que la calcedonia, el ópalo y el ágata son criptocristalinos hasta las formas coloidales de la sílice, las cuales son depósitos de baja temperatura formados a partir de una disolución acuosa y no se encuentran en las rocas cristalizadas inalteradas, pero están presentes frecuentemente en las lavas que han sufrido alteración hidrotérmica.

GRUPO DE LOS FELDESPATOS

El nombre de feldespato, que significa cristal del campo (fig. 2-11), es dado a tres moléculas minerales distintas, así como a sus disoluciones

sólidas e intercrecimientos. Los feldespatos simples son: la ortoclase, KAlSi_3O_8 ; la albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, y la anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, abreviados Or, Ab y An, respectivamente. Entre todos los minerales formadores de rocas, los feldespatos deben su importancia al hecho de que constituyen más de 50 por ciento de todas las rocas ígneas. Están íntimamente rela-

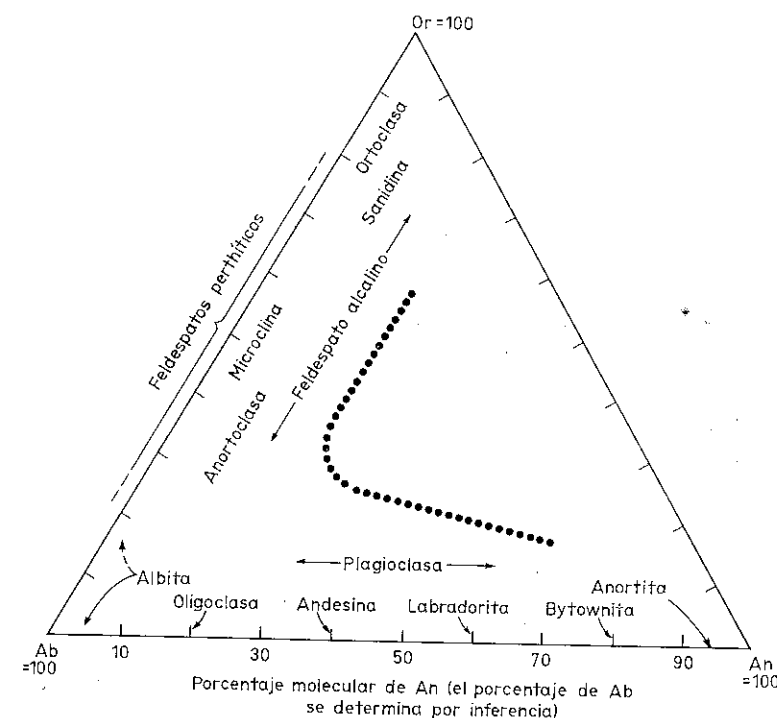


FIG. 2-11. Distribución aproximada de los feldespatos en el sistema ternario Or-Ab-An. Las masas fundidas anhidras indican una área de miscibilidad completa en la serie Or-An a la derecha de la línea de trazos. (Modificada de W. E. Tröger, Umschau Verlag, Francfort, 1955.)

cionados en su forma y en sus propiedades físicas. La físico-química de los feldespatos, su interacción, sus reacciones con otros minerales y su modo de ocurrencia son de la mayor importancia en el estudio de la petrología.

Los tres feldespatos simples mencionados arriba se encuentran raras veces en las rocas. La fórmula general para los feldespatos puede escribirse entonces en la forma WZ_4O_8

en la cual $\text{W} = \text{K, Na, Ca, Ba, Sr}$
 $\text{Z} = \text{Si, Al y Fe}^{3+}$

las densidades, las cuales son mucho más bajas para la cristobalita (2.32) y la tridimita (2.26) que para el cuarzo (2.65).

Cada una de las tres formas polimórficas tiene una modificación de alta y de baja temperatura. En el cuarzo, el cambio de una a la otra tiene lugar a 573° C. a la presión atmosférica. Los cambios de la tridimita alta a la tridimita baja se verifican entre 120° y 160° C., y los de cristobalita alta a cristobalita baja entre 200° y 275° C. El enlace de los tetraedros de SiO_4 en estos minerales de sílice tiene que deshacerse completamente y volver a arreglarse para la transformación de una forma en otra. Sin embargo, el cambio de forma de alta a forma de baja temperatura no altera el esqueleto en el que están enlazados los tetraedros. Estos pueden sufrir rotación y desplazamiento que alteran la simetría de la estructura sin romper ningún enlace de tetraedros de SiO_4 . La forma de alta temperatura es siempre más simétrica que la de baja temperatura.

En casi todas las rocas ígneas, el cuarzo tiene el hábito de cristal del cuarzo de alta, es decir, de temperatura superior a 573° C., y un cambio de cuarzo de alta a cuarzo de baja tiene lugar a la presión atmosférica. En algunos granitos, vetas de cuarzo y pegmatitas, de grano grueso, el cuarzo de baja estuvo presente desde el principio. Puede concluirse razonablemente que la cristalización del magma correspondiente a la mayoría de las rocas comunes portadoras de cuarzo tiene lugar arriba de 573° C. y la cristalización residual, por lo menos en parte, a temperaturas más bajas.

La forma más conocida de la sílice cristalizada es el "cristal de roca", el cual forma prismas hexagonales transparentes e incoloros, terminados en uno o ambos extremos por pirámides hexagonales. Esta es una forma de cristal de cuarzo de baja que se encuentra en los filones y en las cavidades de las rocas. El cuarzo que forma los granos lustrosos del granito carece con frecuencia de caras de cristal porque rellena los intersticios existentes entre los cristales mayores de feldespato. El cuarzo rosado, el amatista y el cuarzo ahumado pertenecen a la forma de baja temperatura, mientras que la calcedonia, el ópalo y el ágata son criptocristalinos hasta las formas coloidales de la sílice, las cuales son depósitos de baja temperatura formados a partir de una disolución acuosa y no se encuentran en las rocas cristalizadas inalteradas, pero están presentes frecuentemente en las lavas que han sufrido alteración hidrotérmica.

GRUPO DE LOS FELDESPATOS

El nombre de feldespato, que significa cristal del campo (fig. 2-11), es dado a tres moléculas minerales distintas, así como a sus disoluciones

sólidas e intercrecimientos. Los feldespatos simples son: la ortoclasa, KAlSi_3O_8 ; la albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, y la anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, abreviados Or, Ab y An, respectivamente. Entre todos los minerales formadores de rocas, los feldespatos deben su importancia al hecho de que constituyen más de 50 por ciento de todas las rocas ígneas. Están íntimamente rela-

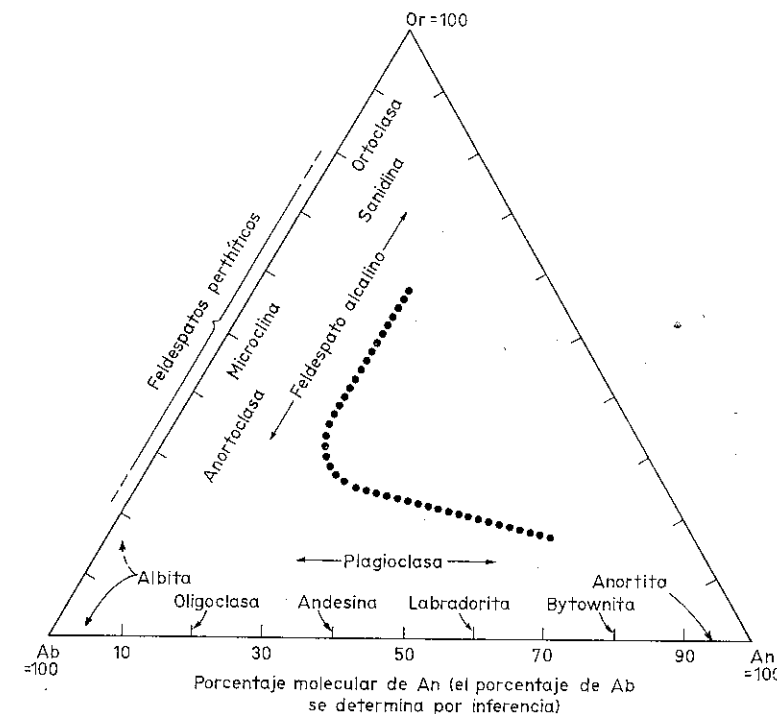


FIG. 2-11. Distribución aproximada de los feldespatos en el sistema ternario Or-Ab-An. Las masas fundidas anhidras indican una área de miscibilidad completa en la serie Or-An a la derecha de la línea de trazos. (Modificada de W. E. Tröger, Umschau Verlag, Frankfurt, 1955.)

cionados en su forma y en sus propiedades físicas. La físico-química de los feldespatos, su interacción, sus reacciones con otros minerales y su modo de ocurrencia son de la mayor importancia en el estudio de la petrología.

Los tres feldespatos simples mencionados arriba se encuentran raras veces en las rocas. La fórmula general para los feldespatos puede escribirse entonces en la forma WZ_4O_8

en la cual $\text{W} = \text{K, Na, Ca, Ba, Sr}$

$\text{Z} = \text{Si, Al y Fe}^{3+}$

La estructura de los feldespatos es una red tridimensional continua de tetraedros de SiO_4 y AlO_4 , con los iones de carga positiva K, Na, Ca, Ba y Sr situados en los intersticios de la red negativamente cargada. La red de los tetraedros de SiO_4 y de AlO_4 es elástica y puede ajustarse por sí misma al diverso tamaño de los cationes. Cuando los cationes son relativamente grandes (K, Ba), la simetría cristalina es monoclinica o pseudo-monoclinica; con los cationes más pequeños (Na, Ca), la estructura se

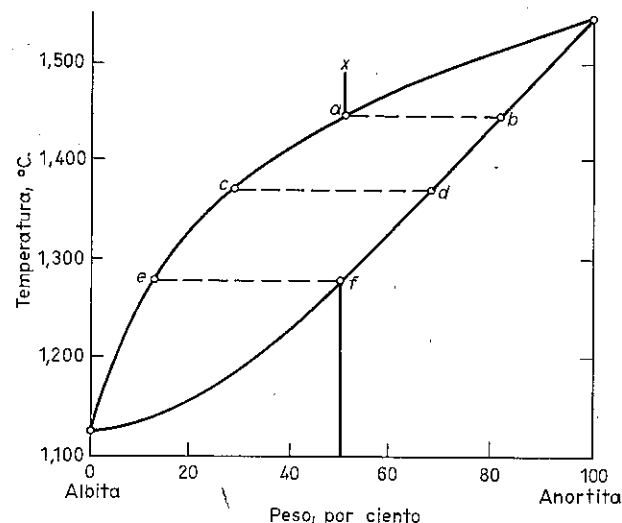


FIG. 2-12. Diagrama de equilibrio del sistema albíta-anortita. (Según N. L. Bowen, *Am. J. Sci.*, vol. 33, 1912.)

deforma ligeramente y la simetría se vuelve triclinica. La albíta y la anortita forman una mezcla isomorfa completa, la serie de la plagioclase. La ortoclase y la albíta son sólo parcialmente miscibles; forman la serie de los feldespatos alcalinos. La ortoclase y la anortita son difícilmente miscibles a cualquiera temperatura (fig. 2-11).

Cualquiera mezcla isomorfa entre Ab y An se llama plagioclase, y todas las plagioclases son triclinicas. Los miembros de la serie de la plagioclase son definidos más o menos arbitrariamente. Los límites de composición por peso de la anortita para los diversos miembros que comprende la serie de la plagioclase están indicados por el lado Ab-An de la figura 2-11.

El sistema albíta-anortita muestra las relaciones simples de la disolución sólida y es de importancia fundamental para una comprensión de la serie de la plagioclase. Las relaciones de fusión de esta serie pue-

den representarse haciendo referencia a la figura 2-12. La curva superior es una curva de *liquidus*, arriba de la cual todo está fundido; la curva inferior es una curva de *solidus*, abajo de la cual todo está sólido. Entre estas dos curvas, la materia fundida y los cristales coexisten. La albíta pura se funde a $1,118^\circ \text{C}$.; la anortita pura, a $1,553^\circ \text{C}$. La mezcla que contiene 50 por ciento de cada una comienza a fundirse a $1,287^\circ \text{C}$. en e, y la fusión es completa a $1,450^\circ \text{C}$. en a; o bien, una masa fundida que se está enfriando comienza a cristalizarse a $1,450^\circ \text{C}$. en a, y su cristalización es completa a $1,280^\circ \text{C}$. en f. Las líneas horizontales unen fases fundidas y cristalizadas que pueden coexistir a la misma temperatura. En consecuencia, los cristales que están en equilibrio con el líquido e tienen la composición f, los cristales que están en equilibrio con el líquido c tienen la composición d, y así sucesivamente para otras composiciones y temperaturas. Se observará que un líquido en enfriamiento produce cristales considerablemente más cálcicos que el líquido cuando éste alcanza la temperatura de la curva de *liquidus*. Si se baja más la temperatura y se mantiene el equilibrio, el líquido reacciona continuamente con los cristales haciéndolos más y más sódicos. Por tanto, la composición del líquido se mueve hacia la izquierda a lo largo de la curva a-e a medida que progresa la cristalización al descender la temperatura. Cuando la reacción entre los cristales y el líquido es finalmente completa, los cristales tienen la misma composición que el líquido original.

Si los cristales formados inicialmente reaccionan en forma incompleta o no reaccionan en absoluto con el líquido al descender la temperatura, el líquido residual se enriquece en feldespato sódico. Si se separan completamente los cristales a medida que se desarrollan, el producto final de la cristalización es albíta. La estructura zonal de las plagioclases se debe a la falta de alcance de equilibrio. El enfriamiento rápido impide que los cristales formados originalmente reaccionen con el líquido residual, y los cristales formados posteriormente, que son más sódicos, se precipitarán alrededor de los primitivos. El resultado es el feldespato con zonas con un núcleo cálcico rodeado por bordes sódicos. También puede existir la combinación inversa, o sea, un núcleo sódico rodeado por bordes cálcicos.

El feldespato potásico KAlSi_3O_8 ocurre en la Naturaleza en cuatro formas que tienen simetría y propiedades físicas diferentes. La microclina (triclinica) es característica de las pegmatitas y de otras rocas ígneas de grano grueso y de baja temperatura, mientras que la sanidina (monoclinica) es característica de las lavas silíceas, por lo cual es razonable considerar la primera como una forma de baja temperatura, y la segunda como una forma de alta temperatura del feldespato de potasio. La ortoclase (monoclinica) se encuentra en una amplia variedad de

rocas ígneas y metamórficas que han cristalizado desde temperaturas intermedias a bajas. La adularia es una forma de baja temperatura y su ocurrencia está restringida a las vetas hidrotermales.

Los fenómenos de la fusión del feldespato de potasio se representan en la figura 2-13. El diagrama muestra un sistema de dos componentes con un compuesto intermedio, el feldespato de potasio KAlSi_3O_8 , que tiene un comportamiento poco común en la fusión. Una masa fundida de composición 1, con concentración de SiO_2 inferior a la saturación,

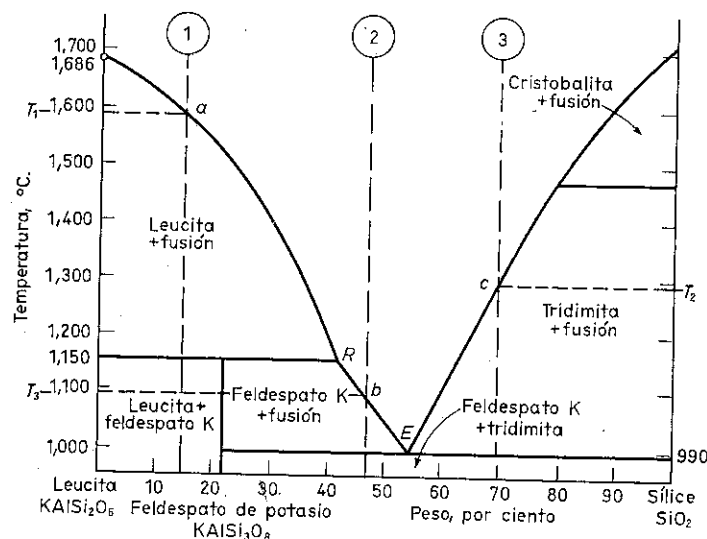


Fig. 2-13. Diagrama de equilibrio del sistema binario leucita-sílice. En este sistema se representan los fenómenos de fusión del feldespato de potasio. (Según J. F. Schairer y N. L. Bowen, *Bull. soc. géol. Finlande*, vol. 20, 1947.)

se enfría a T_1 en a , en cuyo punto la leucita comienza a separarse. Al avanzar el enfriamiento, la leucita continúa separándose, y la masa fundida cambia a lo largo de la curva de *liquidus* hacia R . Aquí, en el punto de reacción R , cesa la cristalización de la leucita, y la masa comienza a reaccionar con los cristales de leucita y los convierte en parte en feldespato de potasio. La masa fundida R es la única fase líquida capaz de existir en equilibrio con ambos, leucita y feldespato de potasio, en el sistema. Si se calientan los cristales de feldespato de potasio a $1,150^\circ \text{C}$., tiene lugar el fenómeno de la *fusión incongruente*, es decir, los cristales de feldespato se descomponen en cristales de leucita y masa fundida de composición R . A medida que la temperatura se eleva por encima de R , se disuelven los cristales de leucita en el líquido hasta que desaparecen todos, dando un líquido de la composición del feldespato de

potasio. El punto R es el *punto de fusión incongruente*, temperatura a la cual cambia una fase sólida a otra fase sólida y un líquido, difiriendo ambas en composición de la sólida original.

Una masa fundida de composición 2 se enfría hasta b a T_3 , produciendo directamente cristales de feldespato de potasio. Al descender la temperatura y estarse produciendo la cristalización continua del feldespato, el líquido sigue la curva de *liquidus* hacia E . En E tiene lugar la cristalización eutéctica del feldespato y de la tridimita.

Una masa fundida de composición 3 se enfría hasta c a T_2 , en cuyo punto continúa formándose la tridimita, y la masa fundida sigue la curva desde c hacia E , en donde el líquido cristaliza finalmente como una mezcla eutéctica de tridimita y feldespato de potasio.

Este sistema representa los tres productos cristalizados finales. Primero, si se enfría rápidamente una masa fundida de composición 1 y no se mantiene el equilibrio, el líquido no reaccionará completamente con los cristales de leucita en el punto de reacción R ; pero el líquido alcanzará el punto eutéctico E , donde cristalizan simultáneamente el feldespato y la sílice. Segundo, si se hunden los cristales de feldespato en el líquido o se separan de alguna otra manera de modo que no puedan reaccionar con el líquido en el punto de reacción R , el proceso de cristalización avanzará de R a E , recorriendo todo el camino o parte de él, con la aparición directa del feldespato de potasio. Finalmente, la leucita y el feldespato pueden hacer su aparición entre las masas fundidas 1 y 2.

El sistema ortoclasa-albita ha sido estudiado por Bowen y Tuttle (fig. 2-14). Durante la investigación de laboratorio se han hecho considerables adelantos por la adición del agua a presión, lo cual favorece la cristalización y hace bajar su temperatura sin afectar las relaciones generales de equilibrio. Una presión de vapor de agua de 2,000 Kg por centímetro cuadrado baja la temperatura de cristalización como 300°C ., confirmando con ello la opinión sostenida durante largo tiempo por algunos petrólogos relativa a la importancia del contenido de agua en la reducción de la temperatura de cristalización magmática. La forma y la posición de la curva X-Y en la figura 2-14 no son alteradas en forma significativa por la presencia o la ausencia de agua, puesto que el equilibrio está establecido entre sólidos, en los cuales el agua no participa en ninguna de las fases.

El sistema ortoclasa-albita no es absolutamente binario a causa de la fusión incongruente de la ortoclasa para dar leucita; sin embargo, el campo de la leucita desaparece a 2,000 Kg por centímetro cuadrado de presión, la curva X-Y divide al campo de los dos feldespatos separándolo del campo de un feldespato, y tiene una temperatura máxima de 660°C . a una composición de $\text{Ab}_{55}\text{Or}_{45}$. En consecuencia, la cristalización

arriba de 660°C . en el sistema da un solo feldespato a cualquiera composición. Cualquier punto de la curva X-Y representa la temperatura mínima de existencia estable para el feldespato homogéneo de esa com-

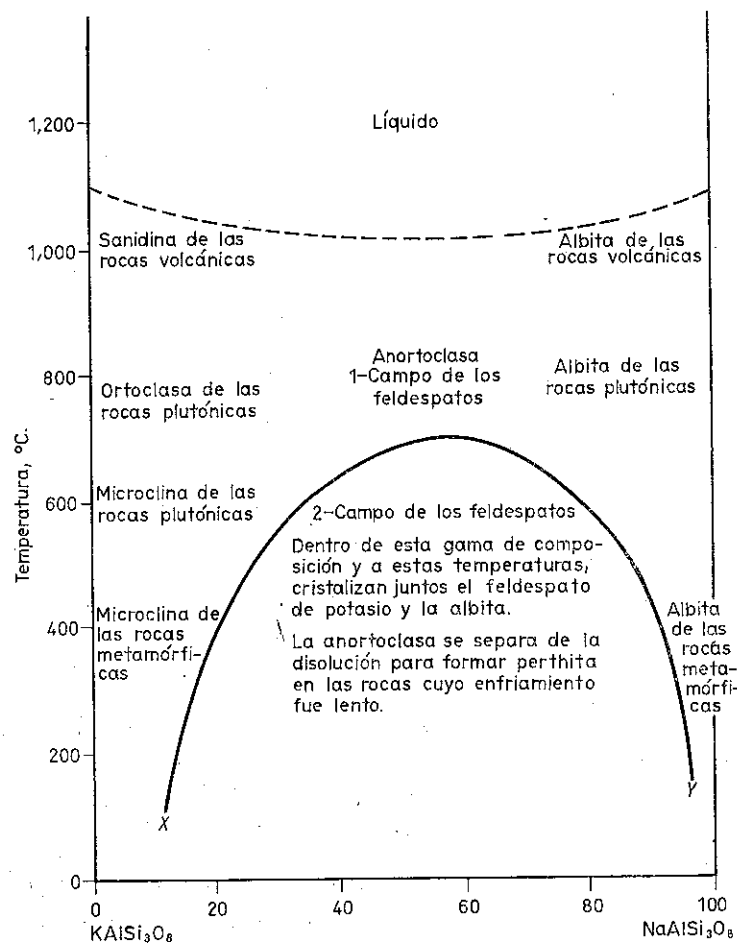


FIG. 2-14. Relación entre los feldespatos alcalinos y la influencia de la temperatura de cristalización y el régimen de enfriamiento. (Modificada de N. L. Bowen y O. F. Tuttle, J. Geol., 1950.)

posición; si se mantiene el equilibrio abajo de esa temperatura, el feldespato comenzará a segregarse de la mezcla.

Los cristales mezclados entre la ortoclasa y la albita representan una serie mineral importante en la Naturaleza. Los miembros de la serie ricos en potasio son monoclinicos y se les llama *ortoclasas sódicas*; cier-

tamente, la mayoría de la ortoclasa que se encuentra en las rocas ígneas es en realidad ortoclasa sódica con un contenido considerablemente mayor de potasio que de sodio. Los miembros de la serie ricos en sodio son triclinicos y reciben el nombre de *anortoclasas*. A alta temperatura, la serie es continua; pero al ocurrir un enfriamiento lento se verifica la exdisolución; es decir: los cristales homogéneos de mezcla se separan en dos fases sólidas que forman un intercrecimiento conocido como *perthita* (de Perth, Ontario, Canadá) o *antiperthita*. En las perthitas, la plagioclase ocurre en forma de venas uniformemente orientadas y manchas dentro del mineral que sirve de matriz, ortoclase o microclina; en la antiperthita está invertida esta relación. La perthita se vuelve homogénea una vez más cuando es calentada por largo tiempo a $1,000^{\circ}\text{C}$. No todas las perthitas se han formado por disolución; algunas son productos de reemplazamiento metasomático parcial de un feldespato de potasio inicialmente homogéneo por disoluciones portadoras de sodio.

Los feldespatos alcalinos se encuentran ampliamente distribuidos en las rocas silíceas, mientras que la plagioclase se presenta en una gama de composición que recorre la clasificación de las rocas ígneas desde el granito, donde predomina la Ab, hasta las rocas ultramáficas, en las que predomina la An. Por tanto, es necesario el conocimiento de la identificación de los feldespatos para la determinación de las rocas ígneas. Por medio de la ortoclase puede hacerse un breve repaso de los cristales de feldespato monoclinico (fig. 2-15). El ángulo interfacial significativo entre (010) y (001) y el ángulo formado por los dos cruceros dominantes es de 90° . Los miembros triclinicos del grupo de los feldespatos alcalinos exhiben diferencias angulares moderadas, pero significativas: las caras (010) y (001) se apartan del ángulo de 90° . El color de la ortoclase es blanco, rojo carne o gris; la sanidina es vidriosa y transparente.

Los cristales triclinicos del grupo de la plagioclase pueden representarse por la albita (fig. 2-15). Las medidas del ángulo significativo entre las caras (010) y (001) varían de 94° para la albita a 83° para la anortita. La plagioclase puede ser de color blanco o gris. Ciertas especies tienen colores característicos. Con frecuencia se observa un hermoso juego de colores en la albita u oligoclase (opalescente) y en la labradorita (azul iridiscente). La microclina es blanca o verde, y se caracteriza por una apariencia de rayado entrecruzado debida a la maclación.

Tanto los feldespatos alcalinos como la plagioclase tienen buen crucero en dos direcciones paralelas a (010) y a (001). El crucero perfecto es, sin embargo, paralelo a la cara (001).

Los feldespatos exhiben comúnmente maclación de varios tipos. El desplazamiento simétrico se observa tan frecuentemente que la macla-

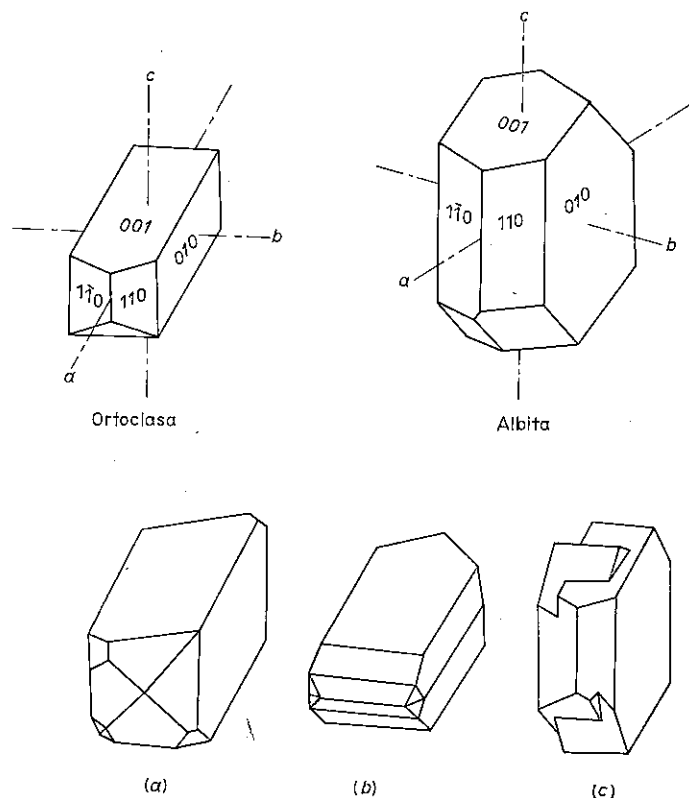


FIG. 2-15. Tipos de maclas comunes en la ortoclasa, que también se encuentran en otros feldespatos. (a) Baveno. (b) Manebach. (c) Karlsbad.

ción se utiliza ampliamente en su estudio e identificación. Las maclas se describen con referencia a las direcciones en el cristal de feldespato. La descripción de los diversos tipos de maclas se hace con respecto a los ejes para el maclado y de los planos de composición en que se encuentran los dos cristales gemelos individuales (tabla 2-4).

TABLA 2-4
MACLAS COMUNES DE LOS FELDESPATOS

Tipo	Eje de maclado	Plano de composición
Albita	$\perp (010)$	(010)
Manebach	$\perp (001)$	(001)
Baveno	$\perp (021)$ o $(0\bar{2}1)$	(021) o $(0\bar{2}1)$ (Derecho o izquierdo)
Karlsbad	$ [001]$	En su mayoría (010); parcialmente (100)
Periclina	$ [010]$	En zona (010); variado

Los cristales gemelos formados por repetición simple están representados por las leyes de macla de Karlsbad, Manebach y Baveno (fig. 2-15). Las maclas de Karlsbad son comunes en la ortoclasa, pero pueden estar presentes también en la plagioclasa. Las de Baveno y Manebach se observan ocasionalmente en la ortoclasa.

Las geminaciones múltiples o polisintéticas son muy frecuentes en la plagioclasa (fig. 2-16). Se reconoce por el paralelismo entre los planos de composición y el crucero (010). El origen de la geminación múltiple

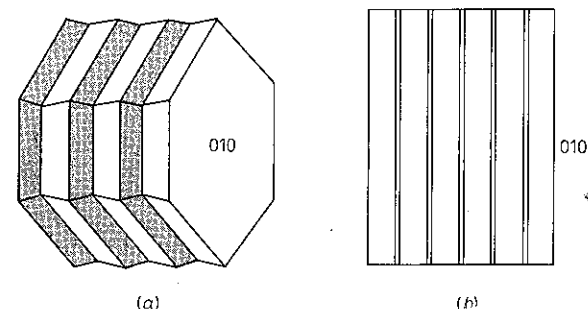


FIG. 2-16. (a) Maclación polisintética del tipo de la albita como se desarrolla en un cristal sencillo de plagioclasa. (b) Un fragmento de crucero mostrando la maclación de la albita. Crucero paralelo a (001).

es discutible. Algunos creen que los factores internos desempeñan un papel importante en la maclación. Otros sugieren que el gemelo se forma cuando ya está avanzado el proceso de crecimiento del cristal de plagioclasa. Una fuerza común que conduce a la maclación múltiple es la interferencia mutua de los cristales en crecimiento. Por ello, los fenocristales están ordinariamente libres de maclaciones en una matriz de grano fino.

Los feldespatos de potasio difieren poco en apariencia de la plagioclasa, pero puede hacerse una distinción fácil por el método de Gabriel y Cox. Durante aproximadamente cinco minutos se expone la superficie de la roca a la acción de vapores de ácido fluorhídrico, y luego se sumerge en una solución fuerte de cobaltinitrito de sodio. Sobre el feldespato de potasio se forma una película de color amarillo oro de cobaltinitrito de potasio, mientras que la plagioclasa no adopta ningún color. La determinación precisa de los feldespatos debe hacerse por pruebas ópticas, métodos de rayos X y análisis químicos cuantitativos.

Finalmente, para el estudio de las rocas es importante la comprensión de la secuencia y asociación normales de los feldespatos con respecto a la mayoría de los minerales más comunes provenientes de un magma. Los feldespatos y el cuarzo constituyen los productos félsicos

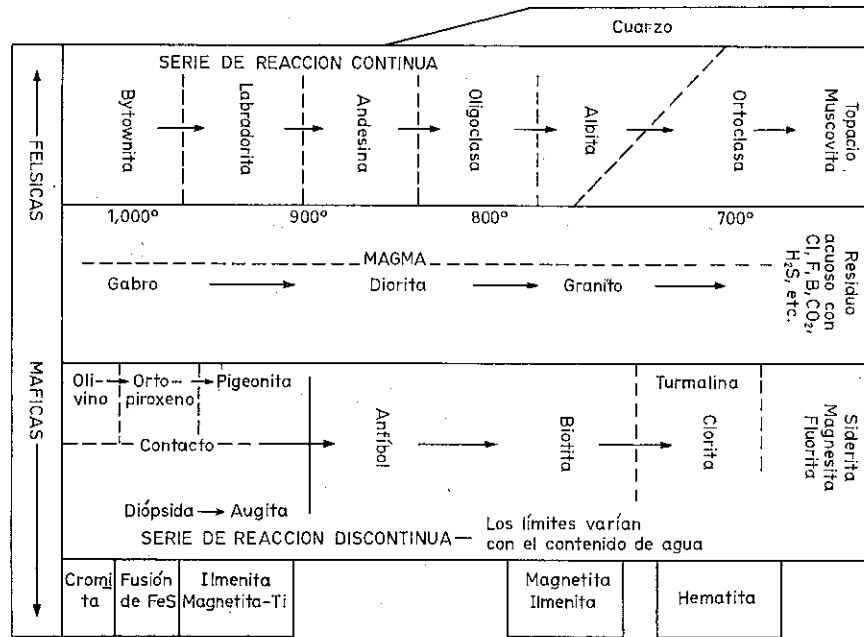


FIG. 2-17. La plagioclasa en las rocas ígneas. Orden aproximado de separación en la cristalización normal de una serie de magma. (Modificada de W. E. Tröger, "Handbuch der Mikroskopie in der Technik", 1ª ed., Umschau Verlag, Frankfurt, Berlín, 1955.) Compárese también la figura 5-2.

y silíceos, mientras que el olivino, el piroxeno, los anfíboles y los minerales metálicos asociados forman el lado máfico. Las temperaturas de cristalización declinan desde la etapa gabroica hasta la granítica, pero al mismo tiempo se mantiene una secuencia de los minerales formados, de acuerdo con los lineamientos generales de la figura 2-17.

FELDESPATOIDES

Los feldespatoideos son un grupo de silicatos aluminocalcálicos. No se asocian con el cuarzo primario, pero aparecen en lugar de los feldespatos cuando un magma rico en alcalinos es deficiente en sílice. Los miembros comunes de este grupo son

Nefelina	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Cancrinita	$6\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaHCO}_3$
Sodalita	$6\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}_2\text{SO}_4$
Leucita	KAlSi_2O_6
Analcita	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O}$

Los feldespatoideos no son una serie homogénea como los feldespatos que se acaban de describir. Se agrupan más bien sobre la base de sus semejanzas petrológicas que de sus semejanzas mineralógicas. Estructuralmente, los feldespatoideos pertenecen a los tectosilicatos; es decir, los tetraedros de SiO_4 y de AlO_4 están enlazados como en los feldespatos, mientras que los iones Cl_2 , SO_4 y CO_3 , cuando están presentes, se acomodan en huecos del esqueleto. Los feldespatoideos son atacados fácilmente por los ácidos. Esta característica se debe evidentemente a su alta relación $\text{Al}:\text{Si}$; el Al se separa frecuentemente de la disolución, dando origen a la formación de sílice gelatinosa. Excepto la sodalita y la leucita, que son isométricas, los feldespatoideos antes nombrados cristalizan en el sistema hexagonal.

La nefelina es el más común de los feldespatoideos y se encuentra en las rocas volcánicas, así como en las plutónicas. La cancrinita es un producto de substitución de la nefelina, contiene iones de CO_3 y en ocasiones también iones de SO_4 , siendo la dada más arriba una fórmula empírica. El feldespatoide de potasio más común es la leucita. Aunque la leucita no se encuentra nunca en las rocas plutónicas, es abundante en las rocas volcánicas de regiones tales como los Montes Albanos, cerca de Roma, Italia, y en los volcanes de Africa oriental, Australia occidental, y en los Montes Leucita, en Wyoming. La analcita se incluye entre los feldespatoideos porque aparece ocasionalmente como un mineral primario de las rocas ígneas que son deficientes en sílice.

Para asegurar la identidad de ciertos minerales formadores de roca son muy útiles las técnicas de descoloración o prueba de manchas. El procedimiento es particularmente eficaz en el estudio de los feldespatoideos, las zeolitas y las melilitas. La técnica de descoloración ayuda a hacer destacar los granos de los minerales afectados en superficies pulidas de ejemplares de mano.

Shand ha descrito una técnica muy satisfactoria utilizando durante tres minutos una aplicación de 85 por ciento de jarabe de ácido fosfórico para gelatinizar los feldespatoideos de sodio. Una vez que el mineral ha sido gelatinizado, puede separarse el exceso de ácido por un lavado leve en agua; luego se sumerge el ejemplar de roca en una disolución colorante durante alrededor de dos minutos. Frecuentemente se emplea una disolución débil de azul de metileno: 1 parte por 400 partes de agua. En este colorante, los feldespatoideos como la nefelina, cancrinita y sodalita, así como también muchos minerales de las zeolitas, toman una coloración azul oscuro; la melilita toma una coloración azul más claro y la leucita no sufre efecto alguno. En vez del azul de metileno pueden usarse otros colorantes, como el violeta de metilo o el verde de malaquita.

OTROS MINERALES

Los minerales mencionados aquí ocurren en pequeñas cantidades en las rocas ígneas como accesorios secundarios. No se ofrece ninguna descripción mineralógica, sino que sólo se considera necesario presentar una lista de los mismos, como sigue:

Oxidos

Magnetita Fe_3O_4 o FeO , Fe_2O_3
 Ilmenita $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$
 Hematita Fe_2O_3
 Rutilo TiO_2
 Corindón Al_2O_3
 Cromita FeO , Cr_2O_3

Zircón y zirconosilicatos

Zircón ZrSiO_4
 Eucolita $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Fe})_6\text{Zr}(\text{OH}, \text{Cl})(\text{SiO}_3)_6$
 Catapleíta $\text{Na}_2\text{Zr}(\text{SiO}_3)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Titanosilicatos y titanatos

Esfena CaSiTiO_5
 Perowskita CaTiO_3
 Astrofilita $\text{Fe}_4\text{Na}_4\text{Ti}(\text{SiO}_4)_4$

Fosfatos

Apatita $3\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$, CaF_2
 Xenotima, YPO_4
 Monacita, esencialmente $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th}) \text{PO}_4$

Sulfuros

Pirita FeS_2
 Pirrotita Fe_9S_8
 Pentlandita $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$
 Calcopirita CuFeS_2

Fluoruros y fluosilicatos

Fluorita CaF_2
 Topacio $\text{Al}(\text{AlF}_2)\text{SiO}_4$
 Criolita Na_3AlF_6

Otros silicatos

Serpentina
 Epidota
 Turmalina
 Granate
 Zeolitas, etc.

3

Características y clasificación de las rocas ígneas

ROCAS VOLCANICAS Y PLUTONICAS

Los magmas son masas de materia fundida de las cuales provienen las rocas ígneas. Son peculiaridades temporales dentro de la corteza de la Tierra. Evidentemente, no hay una capa continua de magma fundido debajo de la corteza sólida, porque a gran profundidad, la temperatura de la roca, debido a la energía geotérmica interna de la Tierra, es superior al punto de fusión, y la enorme presión de la carga de roca suprayacente impide la fusión. Sin embargo, si fuera aligerada la presión al ser removida la roca suprayacente por la erosión, se producirían combas hacia arriba y fallamientos, seguidos entonces por la fusión y por la producción de magma como resultado final. Debe mencionarse, no obstante, que otras opiniones se han expuesto para explicar la fusión, como la energía de radiactividad geotérmica acumulada, o el calor generado por la deformación de la corteza. A pesar de todo, la ocurrencia general de las intrusiones ígneas y de los derrames de lava a lo largo de las fajas orogénicas testifica el hecho de que tales áreas de alivio de presión favorecen la formación y el movimiento del magma.

El magma fundido, como cualquier otro material fundido y sujeto a presión, tiende a moverse hacia el área de presión mínima; el sentido del movimiento es por ello predominantemente hacia arriba. El movimiento puede ser producido por el alivio de presión ocasionado por las fuerzas descritas antes, por deformación de la corteza o por el movimiento vertical de ésta que tienda a expulsar el magma hacia afuera; o bien, el magma puede fundir la roca suprayacente y ésta tome su camino hacia

afuera, ayudado por la presión de gas existente en su seno. En su movimiento hacia arriba, el magma puede ser expulsado por erupción sobre la superficie a través de grietas o de aberturas volcánicas, dando origen a las *rocas volcánicas*. También deben existir magmas localmente dentro de la corteza en las regiones de actividad volcánica y solidificados sin ser expulsados como corrientes de lava o formando volcanes. Se han descrito rocas ígneas de esta naturaleza procedentes de provincias volcánicas de muchas partes del mundo que se han estudiado, como Cripple Creek, en Colorado, y Slieve Gullion, en Irlanda. Como podía esperarse, estas rocas son mineralógica y estructuralmente semejantes a las volcánicas de comprobado origen magmático. En contraste con los alrededores volcánicos o superficiales, los magmas pueden solidificarse a profundidad, formando las *rocas plutónicas* (*Plutón*, el dios de las regiones infernales; por tanto, de asentamiento profundo) con sus características distintivas. El magma, en su movimiento ascendente, puede despegar, a manera de palanca, bloques de roca suprayacente; puede, obrando como cuña, apartar estratos débiles, o ser inyectado en fracturas y aberturas, formando lacolitos, hojas intrusivas (*sills*), diques, facolitos, o conjuntos de diques. Puede solidificarse a gran profundidad y formar grandes masas intrusivas, como batolitos, troncos (*stocks*) y lopolitos. Descripciones de estos cuerpos intrusivos se dan más adelante en otra sección de la obra.

A cuánta profundidad pueden presentarse los cuerpos intrusivos abajo de la superficie es un asunto de mucha especulación. Probablemente la mayoría de las rocas plutónicas ahora expuestas en la superficie de la Tierra cristalizaron a profundidades comprendidas entre 1 y 19 Km. Daly ha citado cierto número de estimaciones que varían desde unos 30 hasta 600 metros para el espesor de las rocas que cubrieron a los grandes cuerpos de rocas plutónicas. El enfriamiento lento esencial al desarrollo de las estructuras plutónicas es regulado no solamente por las profundidades, sino también por otros factores, como la retención de materias volátiles. De mayor importancia, son el tamaño y la forma del cuerpo magmático y la temperatura de la roca encajonante.

TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

La petrografía descriptiva descansa en gran parte en un cimiento de mineralogía, pero la petrología interpretativa encuentra las *texturas* y las *estructuras* enteramente tan importantes como los minerales. Como no hay un acuerdo general respecto a cuáles caracteres físicos de las rocas deben describirse como textura y cuáles deben considerarse como estructura, parece inconveniente una distinción rigurosa entre estas dos

denominaciones. En los estudios estructurales se utiliza *trama* para interpretar e incluir todos los datos físicos relativos a la textura y la estructura. En esta obra se emplean los tres términos como sinónimos. Al describir la trama de las rocas se consideran los factores siguientes:

GRADO DE CRISTALIZACIÓN

Una roca compuesta totalmente por cristales ha alcanzado el más alto grado de cristalización, y se dice que es *holocristalina*; cuando está formada por vidrio en su totalidad, se le llama *holohialina*, y cuando la roca se compone de una mezcla de cristales y vidrio se ha usado el término *merocristalina*. La textura holocristalina es característica de las rocas plutónicas; la merocristalina, de aquellas que se han solidificado en la superficie o cerca de ella. Las rocas holohialinas son las menos abundantes, pero ocurren con frecuencia como lavas (obsidiana), como diques y sills (vidrio volcánico, o piedra pez), o como formaciones marginales de los cuerpos de roca (retinita, etc.). Un sill de basalto grueso puede exhibir todas estas texturas: en sus caras puede ser vítreo; en el centro, ser holocristalino, mientras que en sus partes intermedias la textura puede ser merocristalina. La rapidez de enfriamiento y la viscosidad del magma son los factores determinantes de los que depende el grado de cristalización o de cristalinidad.

TAMAÑO DEL GRANO

En las rocas ígneas, el tamaño de los cristales varía desde dimensiones submicroscópicas hasta los cristales "gigantes", que pueden medirse en metros, como los de cuarzo y feldespatos en algunas pegmatitas.

Si los cristales son visibles a simple vista o con ayuda de una lente de mano, se dice que la roca es *fanérica* (*fanerocristalina*). Por otra parte, si los cristales individuales no pueden ser reconocidos con una lente, se dice que es *afanítica* (gr. *aphanes*, oscuro). Las rocas afaníticas pueden ser microcristalinas, merocristalinas, criptocristalinas o vítreas. Las rocas fanéricas pueden distinguirse como de *grano grueso* cuando los cristales tienen un tamaño medio mayor de 5 mm de diámetro; como de *grano mediano* cuando dicho tamaño es de 1 a 5 mm, y de *grano fino* cuando es menor de 1 mm. Los términos dados arriba se aplican mejor a las rocas equigranulares, cuyos tamaños de grano son aproximadamente los mismos.

El tamaño de los cristales depende de la rapidez de enfriamiento y de la viscosidad del magma, precisamente como pasa en la cristalinidad; otros factores, como la concentración molecular de la sustancia

cristalizante, existente en el magma, y la condición circundante de quietud o de perturbación prevaleciente en el curso de la cristalización son también importantes.

FORMAS DE LOS CRISTALES

Las formas de los elementos constitutivos de las rocas se describen con referencia al desarrollo de las caras de los cristales, y en consecuencia a la forma del cristal. Si el cristal está perfectamente terminado por las caras propias de su especie se dice que es *euhedral*. Si, en cambio, el cristal no posee sus caras propias, se utiliza el término *anhedral*. El calificativo *subhedral* se emplea para una etapa intermedia de desarrollo. Las formas de los cristales indican el medio ambiente en el que se desarrollaron. Los cristales euhedrales se desarrollan en circunstancias tales como enfriamiento lento del magma en una condición de asiento a profundidad, y la cristalización que tiene lugar en un medio líquido de baja densidad, relativamente libre de la interferencia de los cristales vecinos. En cambio, los cristales anhedrales se desarrollan en esa forma porque su crecimiento ha sido estorbado por factores tales como un medio ambiente perturbador, reacción con el magma, y yuxtaposición de otros cristales en crecimiento; como resultado, dichos cristales han tenido que tomar las formas de cuantos espacios abiertos estaban disponibles comprendidos entre los minerales ya cristalizados. Los cristales de olivino en basalto son comúnmente redondeados, mientras que los de cuarzo en lavas silíceas son en muchos casos no sólo redondeados, sino que se muestran engastados profundamente. En este caso, los cristales son anhedrales porque han reaccionado con el magma o se han rediseñado parcialmente en él de modo tal que la forma euhedral primitiva ha sido parcial o completamente destruida por corrosión.

Los cristales pueden ser de proporciones iguales o de proporciones desiguales; la primera denominación se refiere a los minerales que tienen tres diámetros aproximadamente iguales. La mayoría de los cristales de proporciones desiguales de forma regularmente definida pueden describirse como tabulares, prismáticos e irregulares. Los minerales tabulares forman placas, tabletas, hojuelas, etc., por ejemplo en las micas, cloritas y algunos feldespatos. Los minerales prismáticos forman prismas, barras y agujas; la hornblenda, la sillimanita y la turmalina son ejemplos comunes. Finalmente, hay cierto número de formas de cristales, como tiras, formas rasgadas, venas y esqueletos, las cuales pueden describirse colectivamente como irregulares. Algunos ejemplos que se pueden citar son las micas desmenuzadas, la pirita rasgada, la ilmenita esquelética, etc.

RELACIONES MUTUAS DE LOS CRISTALES

Pueden encontrarse texturas dependientes de las relaciones mutuas en las formas equigranulares, inequigranulares, direccionales y de intercrecimiento.

Las texturas equigranulares, como su nombre significa, son aquellas en las cuales los minerales son todos aproximadamente del mismo tamaño, dando a la roca un aspecto granular uniforme en las partes expuestas. Cuando la mayoría de los cristales son anhedrales, se dice que la textura es *alotriomórfica*, como en algunas rocas gabroides y aplitas. En los granitos y otras rocas plutónicas, la mayor parte de los minerales son subhedrales, y a esta textura se le llama *hipidiomórfica*. Finalmente, el término *panidiomórfica* se refiere a aquellas rocas en las cuales la mayoría de los minerales constitutivos son euhedrales, como en algunas rocas de diques (lamprofiros). Las texturas inequigranulares típicas son la porfirítica y la ofítica o diabásica; la textura direccional se refiere a la forma de corriente o traquítica, a la fajeada o gneílica, y la textura de intercrecimiento comprende la gráfica. Estas y otras texturas se describirán en una sección posterior.

CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS VOLCANICAS

TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

El magma expulsado hasta la superficie de la Tierra se enfría rápidamente, y su viscosidad tiende a aumentar en forma correspondiente debido a la pérdida de agua y gas. Tales condiciones favorecen la formación no solamente de vidrio, sino de ciertos minerales característicos de las rocas volcánicas. Estos minerales son: la tridimita y la cristobalita, el feldespató potásico de alta temperatura, sanidina, la leucita y varias zeolitas sódicas (analcita, natrolita, etc.). Ciertamente, el vidrio y los minerales que se acaban de mencionar se encuentran entre los elementos constitutivos más comunes y altamente característicos de las rocas volcánicas. La mayoría de las rocas vítreas exhiben diminutas grietas curvadas, a veces parcialmente concéntricas, debidas a la contracción del vidrio durante el enfriamiento, dando lugar a una *estructura perlítica*. En otras, las fibras del feldespató, dispuestas radialmente en torno de un centro común, forman cuerpos esféricos llamados *esferolitas* (gr. *sphaira*). La mayoría de las *estructuras esferolíticas* son pequeñas, siendo los granos visibles solamente con una lente, pero se ha informado sobre la observación de compuestos gigantes de unos 3 metros de diámetro, o mayores, en la riolita de Silver Cliff, Colorado. La mayoría de las es-

ferolitas se encuentran en los vidrios silíceos, y ellos consisten generalmente en intercrecimientos radiales de fibras o agujas de cuarzo y feldespató. Las esferolitas representan crecimientos rápidos en una lava o materia vítrea sujeta a enfriamiento rápido; consecuentemente, por lo general son de la misma composición que las rocas en las cuales se formaron. Como el vidrio a las temperaturas ordinarias es propenso a sufrir una desvitrificación, las rocas vítreas son raras en las formaciones paleozoicas en comparación con las formaciones por extrusión más jóvenes. La desvitrificación de un vidrio da con frecuencia por resultado estructuras esferolíticas. Las rocas volcánicas desvitrificadas son afaníticas o de grano fino, dentro de las cuales pueden quedar aún grietas y curvas perlíticas permanentes como evidencia de una roca vítrea anterior.

En las condiciones de la superficie, las corrientes de lava son forzadas a solidificarse, comenzando en ellas la formación de gran número de cristales. La roca resultante es por lo general de grano fino. De ahí que una de las texturas más comunes de las rocas volcánicas sea la *afanítica*, que se define como una textura de roca en la cual los cristales son demasiado pequeños para ser vistos a simple vista, ya sea la roca cristalizada o vítrea.

Muchas rocas volcánicas se caracterizan por su *estructura vesicular*. Esta expresión se refiere a la roca con burbujas atrapadas, las que pueden ser de forma de almendra, redondeadas, elipsoidales o aun tabulares. Estas se deben a la expansión del vapor de agua o de otros gases de la lava, y su forma al movimiento del gas en la lava todavía líquida. *Escoria* es un término que se aplica a la lava basáltica, en la cual las vesículas u oquedades dejadas por el gas son numerosas y de forma irregular. La piedra *pómez* es una lava silícea con aspecto de espuma que se produce en una etapa extrema del escape de gases. Como la piedra pómez contiene innumerables cavidades aisladas unas de otras, es suficientemente ligera para flotar en el agua. *Amígdalas* son las vesículas que han quedado rellenas por minerales secundarios, como las zeolitas, carbonatos y varias formas de sílice. Las rocas volcánicas y lavas que contienen amígdalas se describen como rocas con *estructura amígdaloide*.

Muchas rocas volcánicas muestran una tendencia al alineamiento paralelo o subparalelo de los diversos elementos en la trama. Esto se debe al movimiento o corriente que tiene lugar en la lava aún líquida y a la característica se le llama *estructura fluidal* o *de corriente*. En algunos casos, la estructura se asemeja a las líneas irregulares de inflexiones de una corriente de movimiento rápido. Este término se emplea también para indicar una textura primaria subparalela en las rocas

plutónicas (véase Cap. 4 INTRODUCCIÓN). Ejemplos de la estructura de corriente son los alineamientos paralelos de fajas vítreas y cristalinas alternadas o de estrías en la obsidiana pomácea y en la riolita de fajeado fino; el alineamiento paralelo de las vesículas tabulares en la pómez espumosa, y el alineamiento subparalelo de los listones de feldespato potásico en las traquitas y rocas volcánicas afines. Las rocas volcánicas silíceas, como la riolita (que significa corriente o río) y la fonolita, los magmas de las cuales son viscosos, muestran la estructura de corriente en su máxima perfección. El término estructura traquítica se refiere especialmente a una masa de listones de sanidina en alineamientos subparalelos, como un cardumen de peces pequeños. Como el término lo indica, la estructura es más común en la traquita, la traquidacita y la traquiriolita.

✓ Una de las peculiaridades más características y comunes de las rocas volcánicas es la estructura porfirítica. Este término describe cierta roca egipcia, muy usada en los tiempos antiguos como piedra ornamental y de construcción, que contiene cristales grandes y prominentes en una matriz de grano fino y de color rojizo oscuro. En las rocas porfiríticas existen cristales grandes y bien formados conocidos como fenocristales (gr. *phainein*, mostrar + *krystallos*, cristal) de uno o más minerales, engastados en una base de grano fino o vítrea llamada pasta. Si los fenocristales aparecen reunidos en grupos, la textura recibe el nombre de glomeroporfirítica. La diferencia brusca que existe en el tamaño de grano entre los fenocristales y la pasta es el resultado de dos etapas de cristalización, durante las cuales las condiciones de congelación del magma fueron cambiadas por un proceso de intrusión o de extrusión. Los fenocristales se originaron a profundidad y pertenecen a la primera etapa de cristalización, en la que el magma estaba caliente y era delgado; los minerales finamente cristalinos o los de materia parcialmente vítrea contenidos en la pasta, pueden haberse formado durante la transición súbita desde una cierta profundidad a un nivel más alto dentro de la corteza, o haber sido expulsados a la superficie. De este modo se origina la estructura porfirítica de muchas rocas volcánicas, rocas de diques y de cuerpos intrusivos secundarios. La ocurrencia frecuente de tales minerales de alta temperatura, como la sanidina, la anortita y la leucita como fenocristales en las rocas volcánicas, confirma la creencia de que estos fenocristales corresponden a las etapas primeras de la cristalización magmática.

En muchas rocas porfiríticas, los minerales que ocurren como fenocristales están también presentes en la pasta. En realidad, la diferencia de tamaño entre los fenocristales y el grano de la pasta no es siempre brusca, sino más bien gradual, lo cual da origen a la textura seriada. En

este caso no hay transición súbita ni cambio discontinuo de las condiciones durante el enfriamiento del magma. Los fenocristales pueden continuar creciendo y quedar así en posibilidades de encerrar algo del material de la pasta (magma) a lo largo de su margen. En tal caso, los minerales con moléculas constitutivas en exceso presentes en el magma deben ser tan favorables a la cristalización como a crecer en forma de cristales grandes para formar fenocristales. En muchas rocas porfiríticas, los fenocristales están concentrados en las partes marginales o centrales de los cuerpos ígneos, y no aparece indicación alguna de transición o movimiento. Estas características sugieren que el desarrollo de los fenocristales tuvo lugar al mismo tiempo que otros elementos en la trama porfirítica, y no antes del emplazamiento del magma.

✓ La estructura porfirítica puede desarrollarse cuando los fenocristales comienzan a cristalizar bien antes de la producción principal de los demás minerales, pudiendo así crecer a tamaños grandes mientras los otros minerales están aún en disolución. El olivino y el piroxeno de los basaltos y la andesina u hornblenda de la andesita son los ejemplos típicos de esta clase de fenocristales.

La textura diabásica, como el término lo significa, es común entre muchas diabasas que ocurren en derrames gruesos y en sills. La palabra diabásica se emplea generalmente como sinónima de ofítica, que es la textura que caracteriza a la roca original ofita de los Pirineos. Kemp cree que la diferencia entre las texturas diabásica y ofítica estriba en el hecho de que en la primera hay feldespato en exceso, y la augita llena los intersticios formados entre sus cristales de forma de listón. En la segunda, la augita está en exceso, y el feldespato está envuelto por ella. Quizá la distinción entre estos dos términos carece de importancia, siendo su peculiaridad esencial la cristalización temprana de los listones de plagioclasa. Como los dos minerales principales de esta trama están frecuentemente cristalizados uno con otro, es creencia general que los listones de plagioclasa y los granos irregulares más gruesos de la augita o diálaga encajonante pueden haber cristalizado más o menos simultáneamente sin perturbación.

Estas son las texturas descritas mejor como clásticas (gr. *klastos*, quebrado) por el aspecto fragmentario y fracturado de sus elementos constitutivos. El término se aplica también a gran variedad de rocas sedimentarias. Entre estas texturas están las piroclásticas, típicas de los materiales fragmentarios expelidos y de los productos arrojados en una serie de explosiones volcánicas.

El vulcanismo submarino ha producido lavas, especialmente de los tipos máfico y basáltico rico en sodio, conocidos con el nombre genérico de espilita (véase Capítulo 4, ROCAS VOLCÁNICAS, "Basaltos, diabasas,

espilitas, traquibasaltos, etc."), en los cuales la lava exhibe la apariencia de una pila de pequeñas masas elipsoidales o de forma de almohadillas. La almohadilla tiene generalmente una corteza vesicular y en ocasiones una costra de vidrio formada por el enfriamiento súbito de la superficie por el agua. Los espacios intersticiales dejados entre las almohadillas están rellenos comúnmente con sedimentos del fondo del mar o con fragmentos o brechas desprendidos de las mismas almohadillas. Estas lavas de almohadilla con espacios cavernosos peculiares entre ellas son comunes, y a una característica de esta clase se le llama *estructura almohadillada*. Se han observado todas las transiciones entre las lavas arrugadas, las bulbosas cordadas o de calabrote del pahoe-hoe y las de almohadillas verdaderas. Las lavas de almohadilla se presentan también interestratificadas con sedimentos de gran espesor.

Se han encontrado antiguas lavas de almohadilla en formaciones pertenecientes a muchos períodos geológicos. Muchos de los basaltos eocenos de Washington y de Oregon, son lavas de almohadillas que fueron expulsadas por erupción en mares poco profundos. Los basaltos del mioceno de la meseta del río Columbia también contienen lavas en abundancia de almohadillas. Los fósiles existentes en las rocas sedimentarias asociadas de estas lavas almohadilladas del mioceno indican que estos derrames entraron a lagos de agua dulce de poca profundidad. Buenos ejemplos en las Islas Británicas son las lavas Arenig, del distrito de Ballantrae de Ayrshire, y las rocas volcánicas del monte Genevre.

Las estructuras volcánicas características comúnmente expuestas por los derrames de lava son de superficie escoriácea y juntas de tipo de cordel y columnares. Ejemplos excelentes de juntas columnares se encuentran en algunos lugares famosos, como la fonolita de la Torre del Diablo, de Wyoming; el basalto de la Pila de Postes del Diablo, de California; el basalto del Pasillo del Gigante, del norte de Irlanda, y el basalto del monte Rodeix, de Francia. Las juntas muestran generalmente una tendencia perpendicular a las superficies de enfriamiento; las juntas columnares comunes son hexagonales; es decir: circundadas por seis prismas. La junta columnar se desarrolla comúnmente en el basalto, pero se ve con mucha menor frecuencia en las rocas silíceas.

MODO DE OCURRENCIA *almohadilla*

Las rocas volcánicas típicas se presentan característicamente como derrames expulsados sobre la superficie de la Tierra, variando el espesor de los derrames individuales desde unos cuantos centímetros hasta varios cientos de metros. El espesor medio en las mesetas de Columbia del noroeste de Estados Unidos es probablemente menor de 15 m; en Hawaii,

los derrames basálticos tienen un promedio de 3 a 9 metros de espesor; en la India, el espesor medio de los derrames basálticos es menos de 18 metros, y en Islandia, los derrames tienen un promedio de 4 a 9 metros de espesor. El área que cubren puede abarcar desde unas cuantas hectáreas hasta muchos kilómetros cuadrados. En Islandia se ha informado sobre derrames solos o aislados que cubren más de 250 kilómetros cuadrados, y de uno se dice que cubre unos 1,000 kilómetros cuadrados.

Los derrames de lava son cuerpos ígneos tabulares, delgados en comparación con su extensión horizontal. Su posición corresponde de un modo general a la de la superficie sobre la cual son expulsados. En las llanuras, los derrames de lava son más o menos horizontales, pero sobre las pendientes de los volcanes pueden consolidarse con una inclinación considerable. La figura 3-1, de la región del volcán Mauna Loa de la isla de Hawaii, muestra el plano de una sucesión de derrames de lava.

Aunque la superficie de un derrame de lava puede ser lisa, generalmente aparece cubierta por irregularidades de diferente magnitud. Según G. A. MacDonald, la *lava pahoe-hoe* es de superficie tersa, ondulada, o de aspecto de cordel o acordelada. La *lava aa* consiste en bloques irregulares cubiertos comúnmente con pequeñas asperezas. La *lava de bloque* está compuesta por bloques irregulares sin apariencia escoriiforme. En general, las lavas pahoe-hoe y las aa son de composición basáltica; la lava aa es el resultado de una mayor viscosidad ocasionada por temperatura más baja y contenido de gas más bajo. La lava de bloque es típica de las lavas silíceas.

Los derrames alimentados por lava que llega a la superficie de la Tierra a lo largo de grietas o fracturas extendidas reciben el nombre de *erupciones de grieta*. En los complejos volcánicos resultantes de las erupciones de esta clase acompañadas por enjambres de grietas alimentadoras, pueden ser inundadas por los derrames de lava áreas de varios cientos de kilómetros cuadrados hasta agregar varias decenas de metros al espesor total. La historia volcánica del noroeste del Pacífico, plena de acontecimientos geológicos, es de este tipo; el área cubierta por las lavas basálticas fue de más de 150,000 kilómetros cuadrados, con un espesor medio de 1,500 metros. Otras grandes mesetas de lava, del mundo, han sido formadas primordialmente por erupciones de grieta, como la meseta Decán, de la India occidental; las de Africa del Sur, América del Sur y el campo volcánico del norte del Atlántico, restos de los cuales se encuentran en las Islas Británicas, Islandia y Groenlandia. En cada una de las mesetas, que cubren decenas de millares de kilómetros cuadrados, el espesor total del derrame de lava varía de 900 a casi 3,000 metros. Los basaltos constituyen más de 90 por ciento de las lavas participantes en las erupciones.

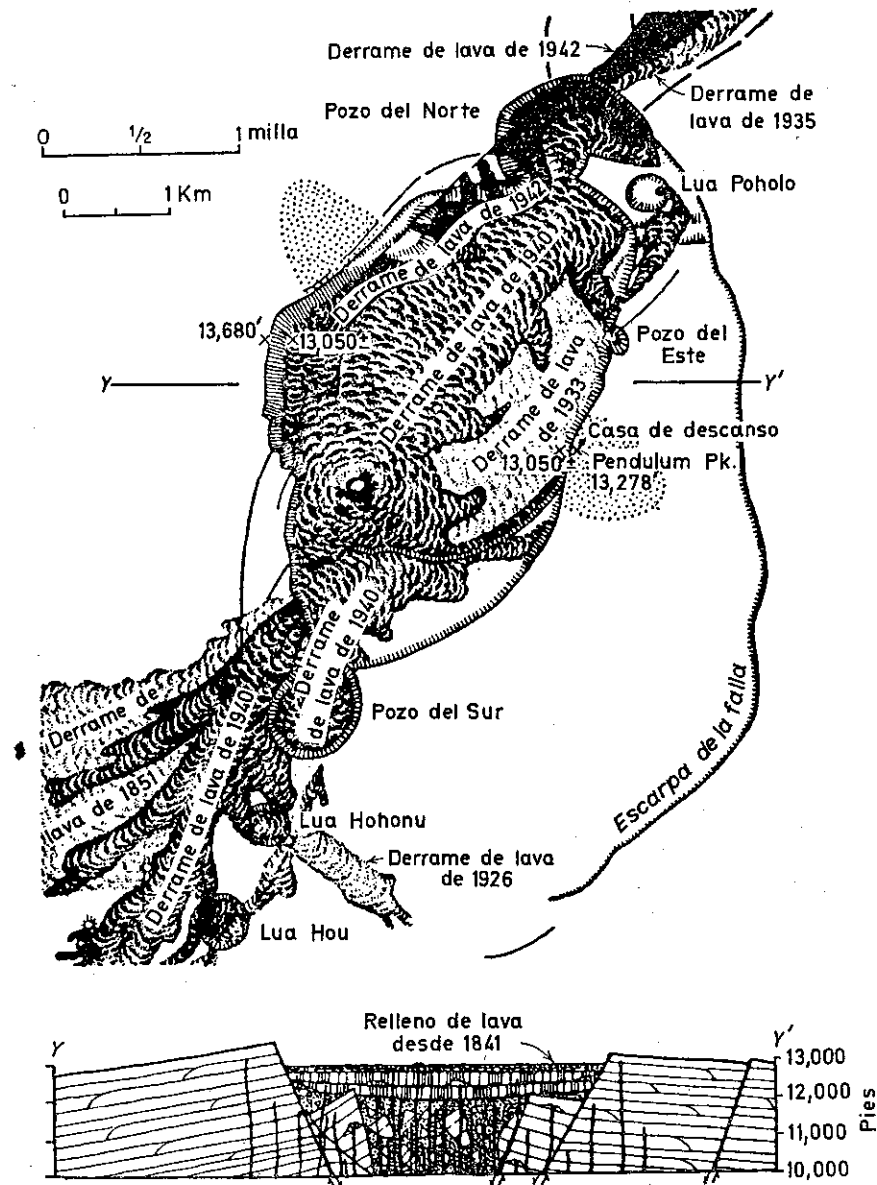


FIG. 3-1. Derrames sucesivos de lava. Caldera Mokuawaweoe en Mauna Loa, Hawaii. (Según H. T. Stearns y G. A. MacDonald; publicada con permiso de la Hawaiian Division of Hydrography, 1946.)

Las *erupciones centrales* se caracterizan por la erupción localizada. A lo largo de una grieta grande o de una zona de grietas pueden alinearse varias erupciones centrales. Los *volcanes* son cuerpos de roca formados por erupciones centrales. Los *conos volcánicos* son una peculiaridad característica; se levantan por encima de las áreas que los rodean.

Los *conos de lava*, llamados también *volcanes de protección* o de mamparo, están formados principalmente de lava que fue muy fluida en el tiempo de la erupción; son conos amplios con ángulos de pendiente pequeños. Gran parte de la lava sale por aberturas o grietas situadas en los lados del cono. Los volcanes de las islas hawaianas son excelentes ejemplos de este tipo. Los *conos piroclásticos* están formados principalmente por material piroclástico y pueden tener pendientes muy fuertes; a la variedad que está constituida principalmente de cenizas se le llama *cono de cenizas*. Los *conos compuestos*, también llamados *estratovolcanes*, están formados por capas alternadas de lava y material piroclástico. La mayor parte de la lava sale por los flancos del cono más bien que por el cráter del pico o cima.

Los conos volcánicos difieren grandemente en tamaño. Los pequeños conos de ceniza pueden tener sólo unos cuantos metros de altura. En cambio, los volcanes gigantes pueden sobresalir de 1,500 a 3,000 metros arriba del terreno, y su base puede ser de varios kilómetros de diámetro. Los volcanes de protección o de mamparo de las islas hawaianas se elevan 9,000 metros arriba del fondo del océano Pacífico, alcanzando alturas hasta de 4,300 metros sobre el nivel del mar. Algunos de los volcanes más grandes en las montañas San Francisco, de Arizona, se elevan 1,800 metros arriba de la meseta de Colorado y contienen unos 135 kilómetros cúbicos de roca. El volcán del monte Etna, de Sicilia, se levanta casi 3,400 metros arriba del nivel del mar, y su base tiene 48 kilómetros de diámetro.¹

El *cráter* es la depresión situada en la parte superior de un volcán, y está directamente arriba del conducto o chimenea que alimenta al volcán. A las depresiones volcánicas grandes se les llama *calderas*, son comúnmente circulares y con diámetros que varían desde unos cientos de metros hasta varios kilómetros.

Los cuerpos intrusivos a poca profundidad y los que llegan casi a la superficie, que caen dentro de la clase volcánica, pueden ocurrir como tapones o cuellos, representando al magma que se ha solidificado dentro de las aberturas de volcanes erosionados, o como cuerpos tabulares. Las hojas o láminas pueden ser diques o sills, según sea su ten-

¹ Véase M. P. Billings, *Structural Geology*, págs. 270-278, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 1954.

dencia en la dirección transversal o paralela a la estratificación de las rocas invadidas.

Las aberturas o *respiraderos volcánicos* son las raíces de volcanes que han sido arrasados por la erosión. Tienen de unas cuantas decenas de metros hasta uno y medio kilómetros de diámetro y son circulares, sub-circulares o irregulares. El respiradero de Cripple Creek, Colorado (fig. 3-2), exhibe muchas de las peculiaridades características de los respiraderos. El respiradero es de pendiente fuerte y está compuesto por varios

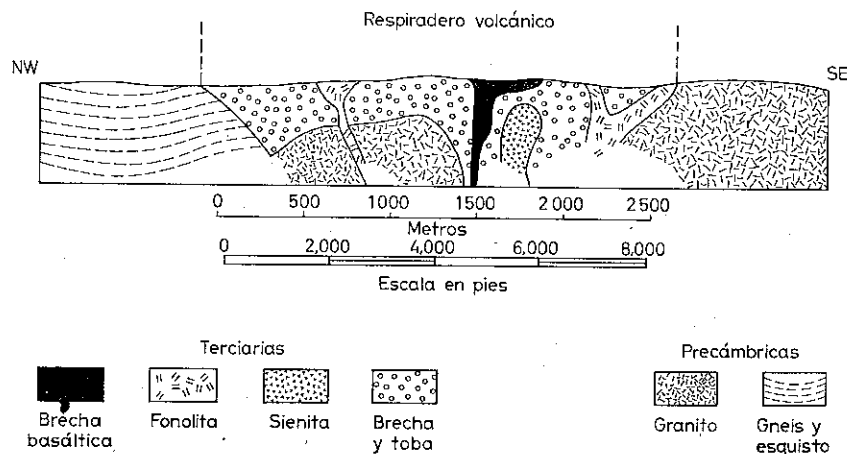


FIG. 3-2. Respiraderos volcánicos en Cripple Creek, Colorado, muestran sus rasgos característicos. (Según T. S. Lovering y E. N. Goddard, U. S. Geol. Survey Profess. Paper 223, 1950.)

conductos o embudos separados que se angostan hacia abajo. Gran parte de la roca que forma el respiradero es lava, toba y brecha volcánica. Algunos respiraderos están llenos exclusivamente de toba y brecha, y otros sólo de lava.

CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS PLUTONICAS

TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

Las rocas plutónicas son aquellas que cristalizaron a una profundidad considerable dentro de la corteza de la Tierra. A causa del régimen lento de enfriamiento y de la presencia de materias volátiles en sus posiciones de asiento profundo, la cristalización del magma fundido avanza gradualmente. Se va formando un mosaico de granos de entrelazamiento mutuo. Consecuentemente, la peculiaridad más característica de la trama plutónica es su estado holocristalino y su textura equigranular rela-

tivamente gruesa. Las variedades de textura que pueden presentarse en las rocas plutónicas son casi infinitas. En la presente obra sólo se describen las que son observables en ejemplares de mano.

La textura granular es característica de todas las rocas plutónicas en las que los granos minerales equidimensionales dominan en la trama. Hay dos subdivisiones de la textura granular. La más común es la *subhedralgranular* o *granitoide*, en la cual hay una tendencia por parte de minerales como los feldespatos, la hornblenda, la muscovita y la biotita, a desarrollarse en granos con contornos subeuhedrales. Esta textura es típica de las rocas de color claro, como los granitos, las granodioritas, las sienitas y las dioritas. Por otra parte, las rocas de color oscuro, como los gabros, exhiben texturas un tanto diferentes. Como los minerales principales cristalizaron todos casi simultáneamente, interfirieron unos con el crecimiento de los otros. En tales rocas, pocos de sus minerales tienen sus propios contornos de cristalización, y la textura típica es *anhedralgranular* o *gabroica*.

Algunas rocas plutónicas muestran una disposición paralela de sus minerales constitutivos, que dan origen a una *estructura fajeada* o *gneisica*. La mayoría de la trama fajeada puede deberse al flujo del magma parcialmente cristalizado durante el emplazamiento. El núcleo carente de estructura de muchos cuerpos plutónicos, como el batolito de granodiorita de Colville, en el estado de Washington, está rodeado por una faja marcada por un remolino intrincado de planos de foliación (véase la tectónica del granito, pág. 82). Alrededor de éste se encuentra una faja periférica de estructura gneisica fuertemente fajeada, de granodiorita; en algunos casos, sin embargo, esta estructura puede ser de naturaleza metamórfica o secundaria, impuesta durante la deformación de las rocas ya cristalizadas completamente, de lo que son ejemplos los granitos simples y granitos gneisicos de las áreas de protección del precámbrico que se encuentran por todo el mundo.

Un rasgo especial de rocas plutónicas, tales como las pegmatitas y los granofiros, es la *textura gráfica* (gr. *graphikos*, escritura). Los granos grandes de feldespato encierran muchos pequeños cristales de cuarzo imperfectamente desarrollados, y la trama se asemeja a la escritura primitiva. Aunque el cuarzo y los feldespatos de potasio son los minerales que se presentan más comúnmente macroscópicamente o microscópicamente intercrecidos, también se conocen otras combinaciones, como cuarzo y plagioclasa, cuarzo y turmalina, nefelina y feldespato, y magnetita y feldespato.

El intercrecimiento gráfico se considera generalmente como el producto de la cristalización simultánea a la proporción eutéctica de los dos minerales concernientes. También es posible que muchos intercre-

cimientos, especialmente los cuarzofeldespáticos, sean el resultado de reemplazamiento parcial de un mineral por otro.

Las vesículas y cavidades son mucho menos comunes en las rocas plutónicas que en las volcánicas. Algunos granitos tienen cavidades angulares repartidas en forma escasa, que se conocen como *miarolas*, desde dentro de algunas de las cuales salen pequeños cristales, tales como cuarzo, turmalina, rutilo y fluorita. La trama de estas rocas es *miarolítica* (it. *miarolo*, nombre local de una variedad de granito italiano). La mayoría de las cavidades miarolíticas son sólo de unos centímetros de tamaño, pero algunas pueden ser hasta de un metro, o mayores, en su dimensión transversal, o sea, suficientemente grandes para alojar a un hombre.

Las cavidades miarolíticas se consideran por lo general debidas a la contracción que ocurre durante la congelación del magma. Es posible, sin embargo, que la emisión tardía de gas hacia la terminación de la cristalización pueda producir tales cavidades.

En su movimiento ascendente, el magma puede desprender bloques de la roca del techo, que se hunden en el líquido, dando origen a los *xenolitos* (gr. *xenos*, extraño o extranjero). Los xenolitos son los bloques caídos al seno del cuerpo magmático, pueden estar constituidos de cualquiera clase de roca, y ser parcial o totalmente absorbidos por el magma. A causa de los pronunciados contrastes de composición entre ellos y el magma por el que fueron encerrados, los xenolitos pueden notarse en el afloramiento. Sus contornos se vuelven confusos debido a la reacción entre el xenolito y el magma, a la alteración de sus minerales y la dispersión de éstos en todo el magma.

El término alemán *Schlieren* se refiere a las rayaduras oscuras, confusas y mal definidas que se presentan en las rocas graníticas y que pueden ser el resultado de una mezcla incompleta de los fragmentos asimilados de origen extraño, aunque algunas pueden deberse a la segregación y al movimiento tardío del magma.

G. E. Goodspeed ha propuesto el término *esquialito* (gr. *skia*, sombra) para designar a las inclusiones que quedan como vestigios en una roca cristalina. Estos no son bloques extraños ni derrumbados de la roca del techo, sino simplemente vestigios de la roca de la región, que fueron transformadas por un proceso de metasomatismo metamórfico. Algunos de estos vestigios muestran muy poco cambio, pero otros han sufrido una transformación tan fuerte que parecen como meras sombras de la roca original de la región. Estas inclusiones de sombra pueden parecerse a los xenolitos, pero tienen un modo de origen enteramente distinto. Si en un caso particular no se han reunido datos suficientes para el diagnóstico en relación con los orígenes respectivos, es decir, ígneo para los

xenolitos y metamórfico para los esquialitos, debe usarse el término descriptivo *inclusión*, más bien que los términos genéticos xenolito o esquialito.

Unas cuantas rocas plutónicas contienen *orbículos*, y en casos muy raros se han observado éstos en rocas de diques, como en una área cercana a Ramona, California. Los orbículos ocurren como segregaciones de forma esférica que constan de capas concéntricas de composición mineral y textura diferentes. De la roca que contiene orbículos se dice que tiene *estructura orbicular*. La naturaleza de la formación de orbículos es todavía incierta. Probablemente la mayoría de los ejemplos de estructura orbicular deben explicarse como casos especiales de reacción con núcleos xenolíticos de naturaleza accidental.

MODO DE OCURRENCIA

Las rocas ígneas formadas por cristalización lenta debajo de la superficie de la Tierra reciben colectivamente el nombre de *rocas plutónicas*. En su movimiento ascendente, el magma del cual las rocas ígneas son provenientes puede desprender bloques de la roca suprayacente que se hunden en el líquido, o puede actuar como cuña para separar estratos débiles; o puede ser inyectado en fracturas o a lo largo de planos de junta para formar hojas intrusivas, diques o lacolitos; o puede solidificarse a profundidad formando grandes masas plutónicas, como troncos o batolitos. A continuación se describen brevemente las intrusiones plutónicas comunes atendiendo a su forma y relación respecto a las rocas invadidas.

1. Diques y sills o láminas intrusivas

Un dique es una masa de roca tabular que corta a través planos estructurales principales, tales como planos de junta o estratificación, planos de crucero, etc., de las rocas regionales; por lo contrario, un sill o lámina intrusiva es una hoja inyectada a lo largo de los planos estructurales principales. Los sills y los diques pueden tener cualquiera dimensión, desde unos centímetros hasta varios cientos de metros, o más, de anchura, y desde unos cuantos metros hasta alcanzar medirse en kilómetros su longitud. Los diques tienden a presentarse en sistemas o enjambres, con estructuras paralelas cruzadas. Los que forman un sistema son paralelos o bien radiales en todas direcciones desde un centro común. Ejemplos excelentes de sistemas de diques paralelos se encuentran en el enjambre de diques Teanaway, de Washington central, y en Argyll, Mull e Inverness, del poniente de Escocia. El notable en-

jambre de diques que ha sido seguido desde las cercanías de Scoresby Sound hasta Angmagssalik, Groenlandia, tiene una extensión de 800 kilómetros. El sistema de diques paralelos de Washington central abarca un mínimo de 8 Km (fig. 3-3). Este sistema es pequeño en comparación con otros sistemas de diques paralelos; sin embargo, es mucho más

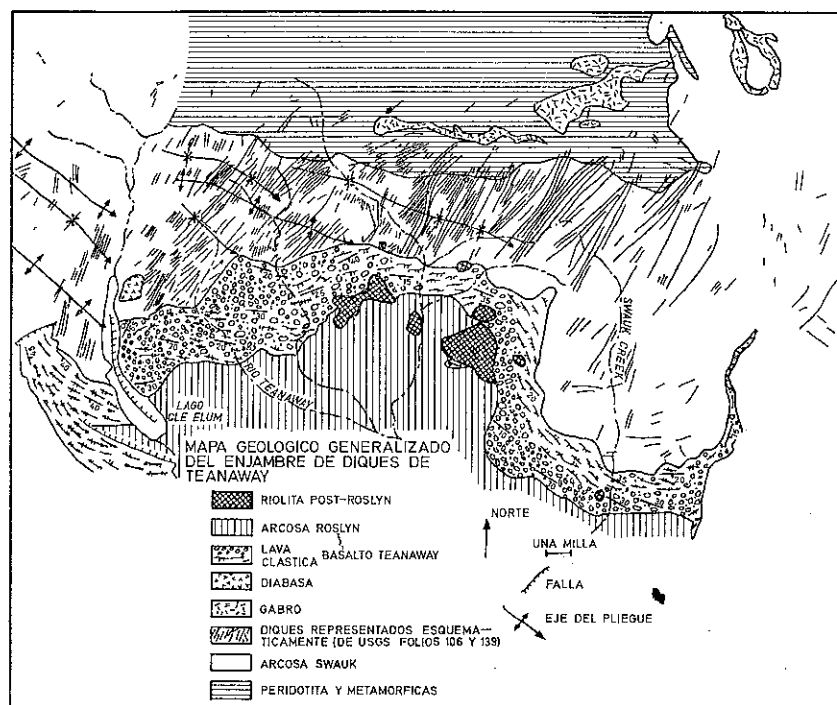


FIG. 3-3. Mapa geológico generalizado del enjambre de diques de Teanaway, al oeste de Wenatchee, en Washington central. (Según R. J. Foster, *Am. J. Sci.*, 1958.)

ancho que largo en contraste con otros enjambres. Algunos ejemplos de sistemas de diques radiales se encuentran en los montes Cheviot, de Escocia; en las montañas Crazy, de Montana, y en el Spanish Peak, de Colorado (fig. 3-4). En el área montañosa de Sunlight, de Wyoming, los diques radiales se extienden de 6.5 a 11 Km de los centros volcánicos. Existen millares de diques que tienen un ancho medio de 1.20 metros, aunque algunos son de 6 metros de anchura.

La mayoría de las intrusiones pequeñas tienden a mostrar un "contorno endurecido por enfriamiento", cuyo grano es más fino que el del resto de la roca, y los diques basálticos tienen con frecuencia una pe-

lícula delgada de salbanda de vidrio (taquilita) a lo largo de sus bordes. Algunos diques más grandes son compuestos, es decir, constan de dos o más clases de roca, diferentes pero relacionadas, una clase que

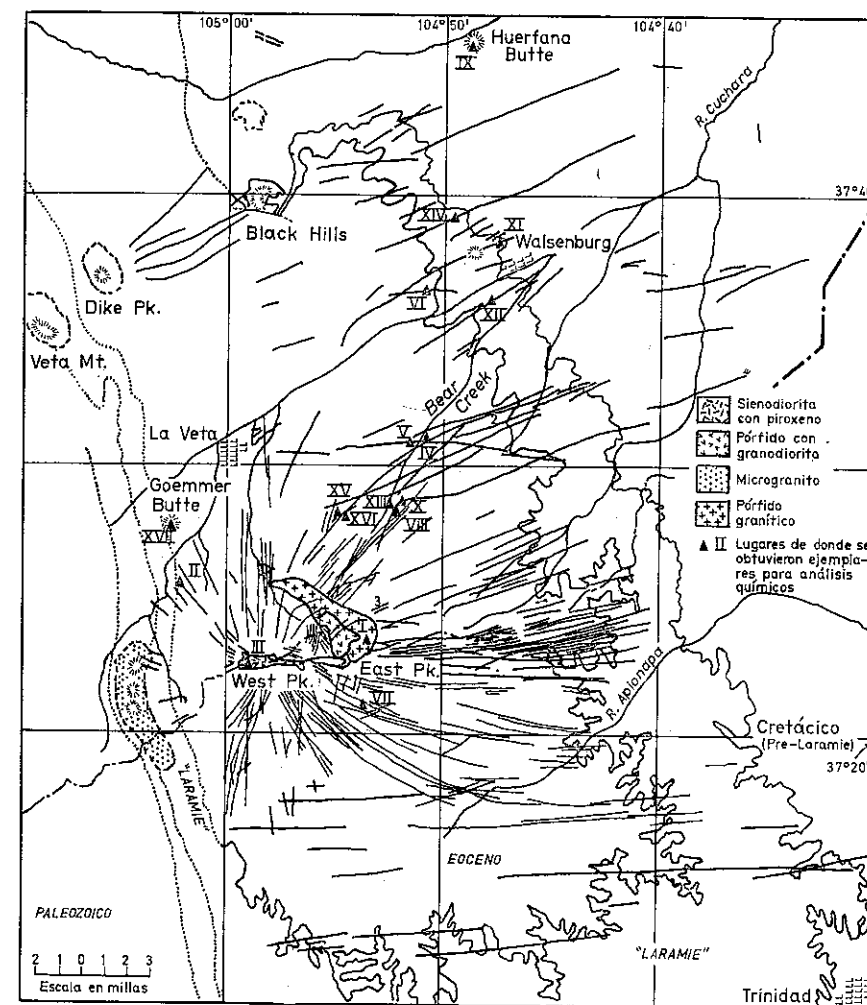


FIG. 3-4. Diques de lamprofiro radiales en todas direcciones desde dos troncos grandes de rocas graníticas. (Según A. Knopf, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1936.)

ocupa el centro del dique y las demás rodeando a la primera. Un dique de tal naturaleza puede resultar por un movimiento diferencial que ocurra en el magma y que origine una segregación de los cristales de formación temprana hacia los lados de la abertura alimentadora, o por

procesos sucesivos de relleno de una grieta o alimentadora intermitentemente abierta.

Los sills y diques pueden ser compuestos, con cambio de tipo de roca desde su base hasta la parte superior. Muchos sills están enriquecidos con olivino, piroxeno y otros minerales pesados hacia su base, y con minerales cuarzofeldespáticos hacia la parte superior, debido evidentemente al asentamiento gravitacional de los cristales de formación temprana y al ascenso de un líquido silíceo residual. Una ilustración soberbia del cuerpo laminar grueso que muestra estratificación por gravedad, se encuentra en el complejo ígneo constituido por las montañas Wichita, de Oklahoma.

Los diques de anillo son diques de inclinación muy acentuada con afloramiento anular o arqueado, formados por el ascenso de magma a lo largo de fracturas cónicas importantes de fuerte pendiente. El diámetro medio de los diques de anillo es de aproximadamente 6 Km. El mecanismo por el cual se forman los diques de anillo puede ser debido al hundimiento de la superficie en forma de paila cuando las fracturas se extienden hasta la superficie, o bien a un hundimiento subterráneo de la misma forma cuando el bloque que sufre el hundimiento no llega hasta la superficie. Unos ejemplos bien conocidos de diques de anillo son los encontrados en Nueva Hampshire; en la región de Oslo, en Noruega, y en Escocia (figs. 4-7 y 4-8).

2. Lacolitos y facolitos

Todo sill debe finalmente llegar a un término, de modo que su forma real es la de una lente aplanada en extremo. Cuando la convexidad de la lente es mayor que la ordinaria, es decir, que la forma planoconvexa, entonces se forma otro tipo de intrusión, a la que se le conoce con el nombre de *lacolito* (gr. *lakkos*, cisterna; *lithos*, piedra; fig. 3-5). Muchos lacolitos pasan en forma gradual a sills y también a troncos y cuerpos ígneos irregulares. No hay muchos lacolitos cuyo diámetro sobrepase de unos cuantos kilómetros; pero como los sills, tienden a formar grupos (fig. 3-5). En Utah, Montana, Dakota del Sur y Colorado, se encuentran lacolitos de formas muy variadas. C. B. Hunt,¹ en un reciente estudio de la región de la meseta de Colorado llegó a la conclusión de que el magma se elevó desde las profundidades a través de un tronco central ya existente. Al alcanzar horizontes estratigráficos favorables, el magma se movió lateralmente para formar los lacolitos. La mayoría de los lacolitos de esa región están constituidos por diorita, monzonita y sienita, en orden ascendente, y las rocas que se encuentran

¹ Comunicación personal.

sobre la parte superior de los mismos son generalmente un poco alcalinas.

A las masas lenticulares encorvadas inyectadas a lo largo de los arcos y concordantes con éstos y las crestas dejadas por los estratos plegados, se les llama *facolitos* (que significa rocas lenticulares), los cuales pueden describirse como lacolitos de forma de silla de montar. Pero la

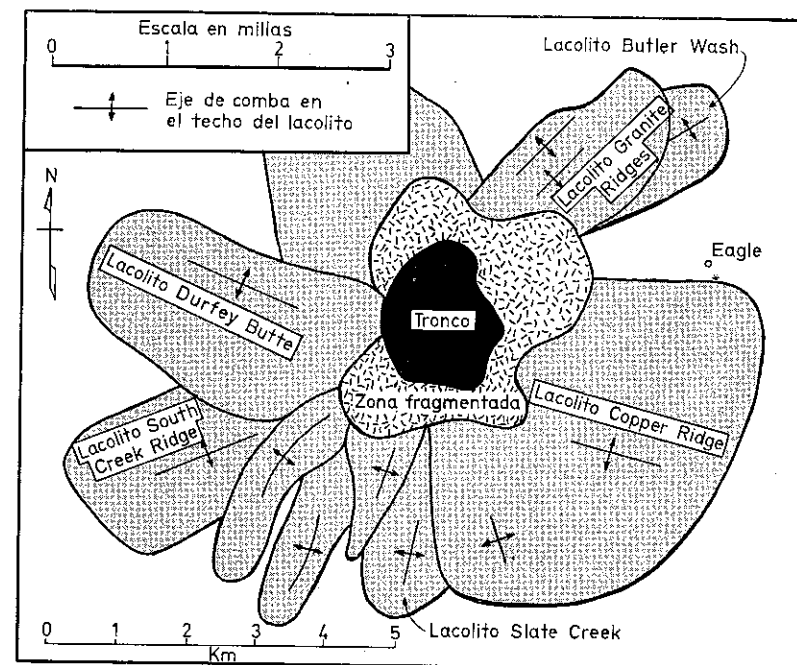


FIG. 3-5. Lacolitos alimentados por un magma que se elevó desde las profundidades a través de un tronco central, situados alrededor del monte Ellen, montañas Henry, Utah. (Según C. B. Hunt, U. S. Geol. Surv., 1952.)

diferencia importante entre un lacolito y un facolito es que el primero es la causa del plegamiento de sus rocas encajonantes, mientras que el segundo es una consecuencia del mismo. Los facolitos de composición granítica son abundantes en las tierras altas de Nueva York y Nueva Jersey. Los facolitos también ocurren en abundancia en los terrenos precámbricos de alto grado de metamorfismo, de la subprovincia Grenville del mamparo canadiense, y los de las montañas Adirondack, en Nueva York, son desde 3 hasta 23 Km de largo. La Montaña del Lobo, en Texas, el cuerpo laminar de Corndon, en Shropshire, y las masas de Aletsch y San Gotardo en los Alpes, han sido descritos como facolitos.

3. Lopolitos

Los lopolitos (gr. *lopos*, hondonada, cuenca) son cuerpos intrusivos de forma de embudo que ocupan una cuenca tectónica. La disposición de la roca suprayacente no es de importancia; puede tener la forma de domo, ser sinclinal, de plegamiento leve, u horizontal. La masa tipo es el lopolito Duluth, en Minnesota. Tiene una extensión aproximada de 240 Km y se estima que su espesor máximo es de 16 Km, pero un ejemplo más ilustrativo de lopolito es la intrusión de Sudbury, en On-

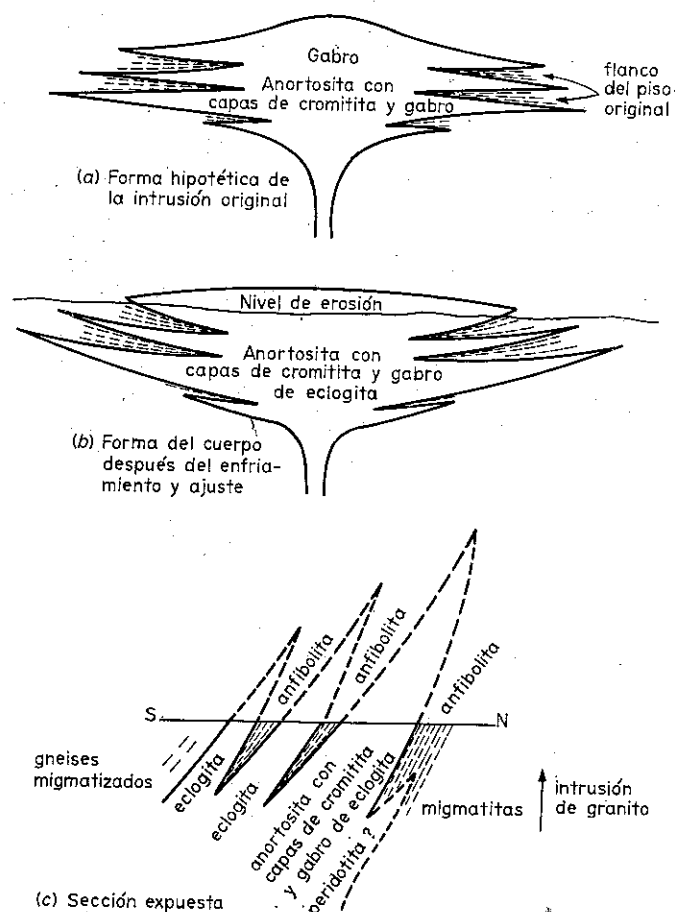


FIG. 3-6. Interpretación esquemática de la forma y estructura del complejo Sittampundi, distrito de Salem, en Madrás, India. (a) Forma hipotética de la intrusión original. (b) Forma del cuerpo después del enfriamiento y ajuste. (c) Sección expuesta. (Según A. P. Subramaniam, Bull. Geol. Soc. Am., 1956.)

tario. El afloramiento de esta intrusión tiene toscamente la forma de un barco, con una longitud de 56 Km y ancho máximo de 32 Km. Su techo está formado por rocas sedimentarias; el piso es de granito y rocas metamórficas precámbricas; la parte inferior de la intrusión no está expuesta.

Otro magnífico ejemplo de un lopolito es el complejo Bushveld, de Africa del Sur. Este lopolito cubre 400 Km de Este a Oeste y 240 Km

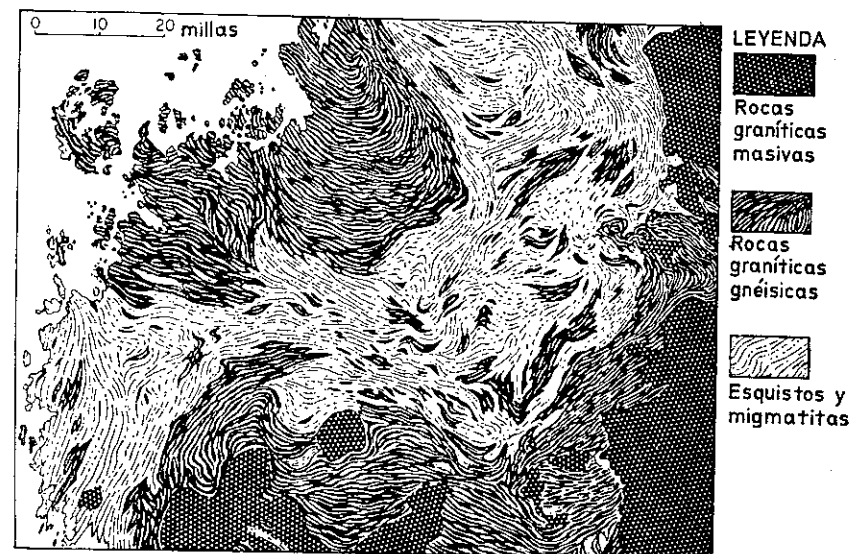


FIG. 3-7. Batolitos concordantes de Finlandia del sur. Los patrones de líneas indican el rumbo de la foliación en los granitos gnéisicos, esquistos y migmatitas. (Según Martti Saksela, Bull. Soc. Géol. Finlande, vol. 8, 1935.)

de Norte a Sur. En todo el alrededor del margen de este complejo intrusivo, las rocas sedimentarias buzcan hacia adentro, formando una cuenca en la que yacen las rocas ígneas. Como el techo original del complejo ha sido arrastrado en gran parte por la erosión, los colgantes del techo (pág. 81) son esporádicos. Las intrusiones gigantescas como éstas, raras veces se conforman exactamente a alguno de los tipos simples.

Otra ilustración interesante de un lopolito es el complejo Sittampundi, del sur de la India, el cual cubre 40 Km, tiene 1,800 m de espesor y es en extremo variable por cuanto respecta a sus tipos de roca (fig. 3-6). En el tiempo Precámbrico se verificó el emplazamiento de un magma máfico, en forma de lámina, dentro de un conjunto de rocas sedimentarias suavemente plegadas durante un período de quietud (fig. 3-6a); después de su enfriamiento y ajuste, tomó una forma más general

(fig. 3-6b); la intrusión forzada de un granito más joven hizo al complejo tomar la forma abovedada, y lo inclinó sobre su orilla (fig. 3-6c).

Los lopolitos de Duluth, Sudbury, Bushveld, Sittampundi, y muchos otros grandes cuerpos intrusivos como los del noroeste de las Adirondack, el complejo ígneo Bay of Islands, de Terranova; el complejo Stillwater de Montana, y el complejo ígneo de las montañas Wichita, de Oklahoma, muestran muy marcada estratificación por gravedad, estando compuestos los horizontes más altos de rocas más ligeras y silíceas que los horizontes más bajos.

4. Batolitos y troncos (stocks)

Los batolitos (gr. *bathos*, profundidad; *lithos*, piedra) son cuerpos intrusivos gigantes con paredes de inclinación muy acentuada y sin ningún piso visible. Las observaciones geológicas están restringidas a la superficie superior, y la opinión está dividida respecto a cuáles de algunos batolitos son de origen ígneo, metamórfico, o parcialmente ígneo y parcialmente metamórfico, y de intrusiones concordantes (fig. 3-7) o discordantes (fig. 3-8). *Tronco* (stock) es la denominación que recibe una intrusión con afloramiento menor de unos 100 kilómetros cuadrados. Tanto los troncos como los batolitos tienen una relación intrusiva con cualesquiera que sean las rocas que invaden: sus partes superiores son domos, desde donde se proyectan hacia las rocas regionales, diques y otros cuerpos ígneos. El domo es diversificado generalmente por los *colgantes* o *pendientes del techo*, es decir, pirámides invertidas o cuñas de la roca regional dirigidas hacia abajo. En los batolitos abundan *inclusiones* de diversos tamaños; son bloques de roca regional que quedaron completamente sumergidos en el magma fundido. En resumen, las características de un batolito son sus enormes dimensiones, su falta de piso visible, su forma irregular, su relación generalmente discordante con la roca regional y su alargamiento paralelo a los ejes tectónicos de las grandes cadenas montañosas en las que se presenta.

Los batolitos están compuestos típicamente por rocas ígneas ricas en cuarzo, como el granito y las rocas afines. Algunos batolitos pueden mostrar un tipo monótono de granito, con escasa variación aun en su textura, sobre millares de kilómetros cuadrados. En otros casos hay una amplia zona marginal de rocas mezcladas, dentro de la cual hay rocas de todas clases entremezcladas en la forma más complicada. Cerca de tales contornos o zonas de contacto puede encontrarse que el granito contiene minerales de ocurrencia poco común, granate grande y bien cristalizado, wollastonita, cordierita, diópsida, vesubianita, epidota, etcétera, con cambio rápido de composición de las rocas ígneas.

En la primera parte del Capítulo 4 se encuentra una exposición que proyecta bastante luz sobre los confusos problemas de los batolitos concordantes y discordantes, las zonas marginales de rocas mezcladas que rodean a los batolitos y los niveles de emplazamiento de los mismos, en relación con la descripción del emplazamiento del granito.

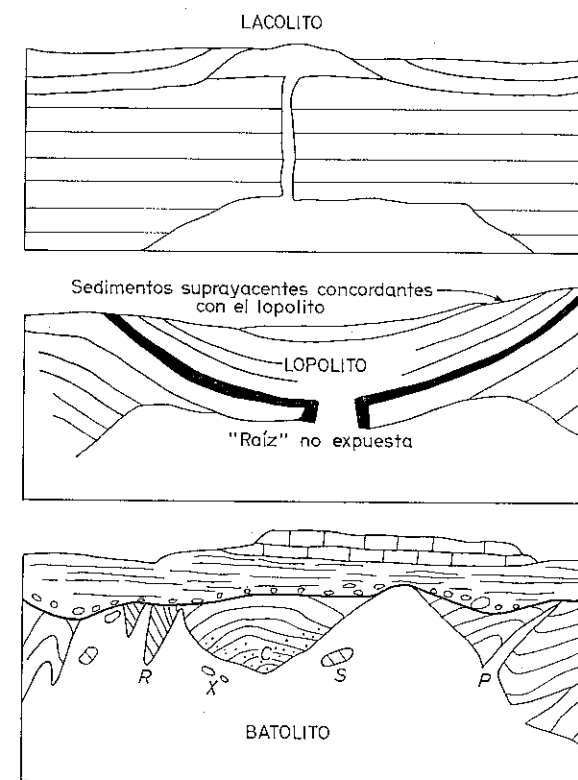


FIG. 3-8. Naturaleza probable de un lopolito estratiforme, intermedio entre lacolito y batolito. C — aureola de contacto del metamorfismo de contacto en los sedimentos plegados, P — Pegmatita, R — colgantes del techo, S — bloques derrumbados, X — xenolitos.

El término *plutón* (el complemento de *vulcano* o volcán) puede aplicarse a cualquier cuerpo intrusivo de asentamiento profundo, independientemente de su tamaño o su forma. Es conveniente su empleo en los casos en que la intrusión no se ajusta a ninguno de los tipos comunes de los cuerpos ígneos o cuando la naturaleza de la intrusión no se ha determinado.

TECTONICA DEL GRANITO

La naturaleza y distribución de las estructuras internas de un plutón ígneo, como los fenómenos de flujo, sistemas de fracturas y diques, están relacionadas sistemáticamente con la intrusión del magma. Este campo de la geología ha sido llamado *tectónica del granito* o *tectónica del magma*. En esta expresión se emplea el término "granito" en un sentido amplio para abarcar a todas las rocas intrusivas o plutónicas. El concepto puede aplicarse aun a las rocas extrusivas de grano fino.¹

La mayoría de los plutones ígneos tienen estructuras internas a partir de las cuales puede reconstruirse la historia y el mecanismo del movimiento con un alto grado de certidumbre. Un estudio de los sistemas de las juntas y fallas de un plutón ígneo puede conducir a conclusiones ciertas relativas a la elevación y al emplazamiento de esa masa. Así puede determinarse la forma tridimensional de las masas intrusivas; pueden localizarse las zonas de alimentación máxima del magma; puede aclararse la combinación de las fuerzas mecánicas que acompañan al emplazamiento de las grandes masas plutónicas y pueden también comprenderse mejor ciertos aspectos del problema de la diferenciación magmática (Véase el Capítulo 5, DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA).

Si el magma alcanza su destino antes de comenzar la cristalización, la trama general de las rocas solidificadas será típicamente cristalina y masiva y no poseerá ni foliación ni alineación. Por otra parte, si el magma se está cristalizando durante su movimiento, y particularmente si el movimiento continúa después de terminar el proceso de cristalización, se desarrollan una serie de rasgos estructurales como de flujo, foliación y alineación. Vamos a describir estas estructuras.

Los líquidos en movimiento se caracterizan por la *estructura de flujo* o por las *líneas de flujo* (fig. 3-9). Las capas y parches contenidos en la lava o magma difieren ligeramente en composición, viscosidad y grado de cristalización. En el proceso de movimiento, estos parches son sacados en forma de lentejones, fajas, rayaduras y líneas paralelas. Las lavas silíceas, como las riolitas y traquitas, cuyos magmas son viscosos, muestran estructuras de flujo en su máxima perfección. La *estructura fajeada* se encuentra comúnmente en las rocas plutónicas, debido a la alternación de capas o fajas que difieren en composición mineral, en textura o en ambas. Es concebible que el emplazamiento de un magma originalmente heterogéneo puede dar por resultado la segregación de las diferentes partes en fajas de composición y textura diferentes. En

¹ Una excelente descripción del método se da en la obra de Robert Balk, "Structural Behavior of Igneous Rocks", 1937.

consecuencia, los bordes fajeados o gnéisicos son evidencia de fuerzas mecánicas intensas.

La *exfoliación* (fig. 3-10) se forma durante el emplazamiento de la etapa fluida del magma constituido por minerales que cristalizan en

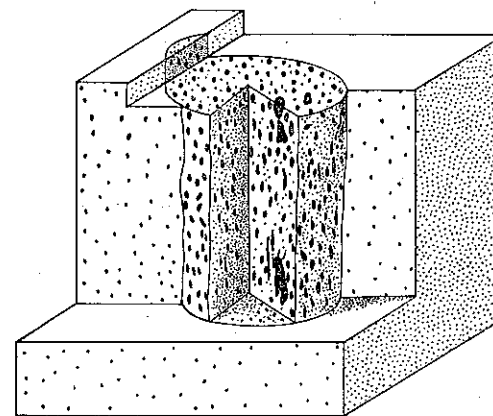


FIG. 3-9. Paralelismo lineal en un cuello vertical de una roca ígnea. La corriente principal ha sido dirigida verticalmente hacia arriba, y los elementos de mezcla (cristales prismáticos, burbujas de gas o fragmentos de roca de los respaldos) han orientado sus ejes más largos en esta dirección. (Según Robert Balk, *Structural Behavior of Igneous Rocks*, Geol. Soc. Am. Mem. 5, 1937.)

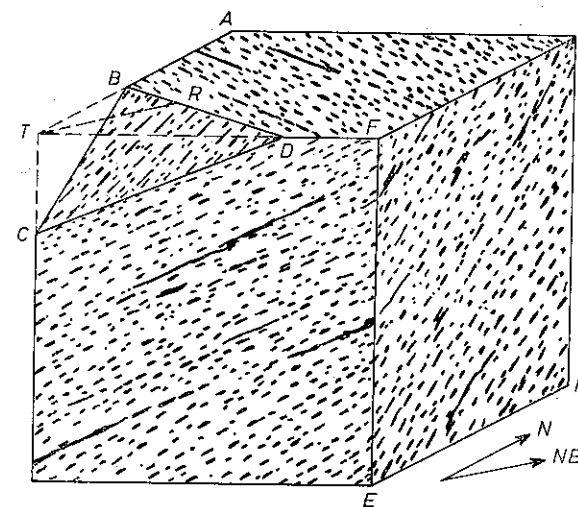


FIG. 3-10. Tendencia e inclinación de las líneas de flujo y su relación con la exfoliación. Las capas de flujo tienen rumbo Noroeste; las líneas de flujo se inclinan directamente según el buzamiento, 35° Suroeste. (Según Robert Balk, 1937.)

láminas o placas, como la biotita. Estos tienden a orientarse con su cara mayor paralela a las capas líquidas. Las tabletas de feldespato tienden a acomodarse con las caras más grandes paralelas a las capas. Los minerales prismáticos, como la hornblenda, también se orientan de modo que su eje más largo queda en las capas de la corriente. Esto puede conducir al desarrollo de *alineación* o *estructura de flujo lineal* debido al paralelismo de los minerales lineales o de forma de varilla.

El significado de la estructura de flujo lineal depende de la forma del plutón. Si el magma fue expandido hacia arriba por el empuje lento

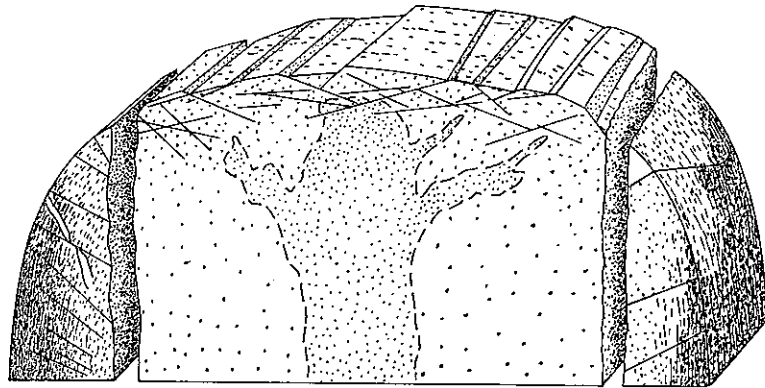


FIG. 3-11. Asociación de fallas normales de asiento plano con grietas y empujes marginales en plutones de granito. Las grietas anteceden o son de la misma edad que los diques asociados aplíticos, pegmatíticos y de otra clase. (Según Robert Balk, 1937.)

de erupciones volcánicas o llevado a la forma de domo de los plutones ígneos, la alineación se manifestará en forma de arco. Por otra parte, si el magma fuera forzado dentro de una abertura progresivamente más pequeña, la distribución de los minerales lineales o la alineación serían paralelas a la dirección del movimiento.

La consolidación de un plutón intrusivo comienza comúnmente desde la parte exterior de la masa; la parte interior puede mantenerse líquida o parcialmente líquida. El movimiento continuado del líquido interior sujetará a esfuerzos a la parte consolidada. Perpendiculares a las líneas de flujo se desarrollan juntas de tensión. El magma de tales masas empuja persistentemente hacia arriba durante mucho tiempo a la porción superior consolidada. Entonces se desarrollan zonas de fracturas marginales. Las fracturas pueden ser juntas o fallas. Algunas fracturas son rellenadas por diques. La figura 3-11 indica algunos de los rasgos estructurales internos asociados con un plutón.

CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS

La clasificación de las rocas ígneas es una tarea delicada, y parece que no hay disponible un esquema general de clasificación aceptable para todos. Desde 1866 han sido propuestas varias clasificaciones por Ferdinand Zirkel, H. Rosenbusch, Alfred Harker, F. H. Hatch, Paul Niggli, Albert Johannsen, S. J. Shand, J. P. Iddings y los cuatro petrólogos americanos W. Cross, J. Iddings, L. V. Pirsson y H. S. Washington. De estos métodos, todos han sido usados por los geólogos en ejercicio y se encuentran en los libros de texto de mayor circulación. Hasta el momento no hay un solo esquema que sea a la vez lógico y práctico para clasificar las rocas. Los diversos esquemas de clasificación tienen en cuenta diferentes objetivos. Puede encontrarse uno basado primordialmente en la composición mineralógica, otro puede poner énfasis en el significado genético de la composición química y aun otro puede dar peso a la forma de ocurrencia en el campo. La mayoría de los métodos de clasificación tienen méritos, pero ninguno puede combinar plenamente las ventajas de todos. Los estudiantes deben tratar de familiarizarse con los sistemas principales de clasificación y aprender a apreciar las peculiaridades buenas y malas de cada uno. Las notas que siguen intentan hacer un resumen de las bases principales de clasificación sobre las cuales puedan los estudiantes ejercitar sus habilidades críticas. Debe recordarse que pueden coexistir todas las bases de clasificación, explicándose mutuamente y autosoportándose.

CLASIFICACIÓN QUÍMICA Y CASI QUÍMICA

La clasificación química es útil y esencial para muchos fines. Su máximo valor radica en que hace posible la comparación de las series de rocas por medio de datos químicos utilizados para construir los diagramas de variación (Capítulo 5, DIAGRAMAS DE VARIACIÓN), y también la discusión apropiada de los tipos de magma. Es obvio, sin embargo, que el análisis químico de las rocas no dice nada acerca de las peculiaridades de textura y el contenido de minerales. En otras palabras, el análisis químico deja fuera de consideración las condiciones de la cristalización magmática, pues varios magmas de composición idéntica pueden dar origen en diferentes condiciones de cristalización a rocas de textura y contenido de minerales enteramente distintos. Por ejemplo: el magma de composición sienítica cristalizado a profundidad produce la sienita compuesta esencialmente de ortoclasa, mientras que el mismo magma solidificado sobre la superficie da origen a la traquita constituida característicamente de sanidina. La composición química del granito y la rio-

lita o la obsidiana es semejante. Además, en diferentes condiciones de cristalización, la primera es holocristalina y la última es de grano fino o vítrea.

La composición química de una roca ígnea, determinada por análisis, se expresa en función de óxidos, el más importante de los cuales es la sílice. Aunque la sílice muestra grandes variaciones en las rocas ígneas, el porcentaje en peso está limitado generalmente al intervalo de

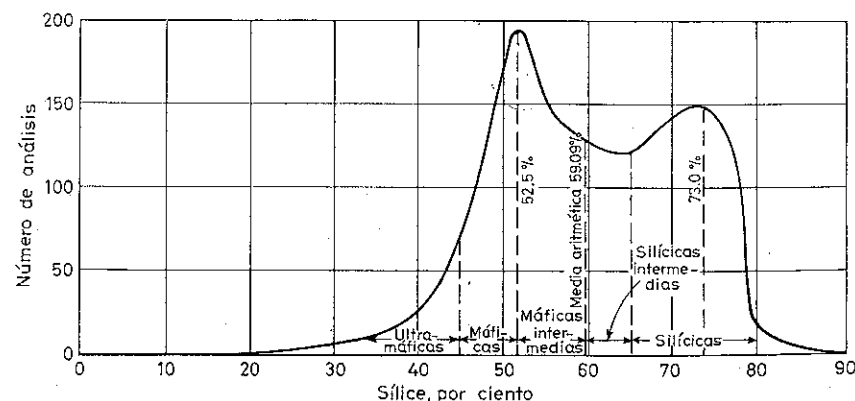


FIG. 3-12. Distribución de la frecuencia de la sílice en los análisis de las rocas ígneas recolectadas por Washington (U. S. Geol. Survey Profess. Paper 99, 1917.) Nótese las posiciones modales de los grupos silícico y máfico intermedio. Los límites que separan a los cuatro grupos de rocas ígneas reconocidos son aproximadamente como se indican. (Modificada de Richardson y Sneesby, Mineral Mag., 1922.)

35 a 80 por ciento. A causa de su gran variabilidad, la sílice se utiliza con frecuencia como una substancia de referencia, y todos los demás óxidos se representan como variables dependientes del contenido de sílice al construir los diagramas de variación. Además, el contenido de sílice ha sido utilizado como base para la clasificación de las rocas ígneas. Es uno de los métodos más primitivos para clasificar las rocas ígneas y todavía en la actualidad es muy usado. De acuerdo con esta base (fig. 3-12), las rocas ígneas se clasifican como *silícicas* o *ácidas*, en las que el contenido de sílice es superior a 66 por ciento; *intermedias*, en las que el contenido de sílice varía entre 52 y 66 por ciento; *máficas* o *básicas*, en las que el contenido de sílice varía entre 45 y 52 por ciento, y *ultramáficas* o *ultrabásicas*, en las que el contenido de sílice es inferior a 45 por ciento. Estos términos fueron propuestos en 1897 por un petrólogo ruso, Franz J. Loewinson-Lessing, y son aún de uso general. Los términos "ácido" y "básico" no se emplean aquí con el mismo significado que en la química, para indicar concentración de iones de hi-

drógeno. Sin embargo, son convenientes para expresar cualitativamente un carácter químico importante de las rocas ígneas. Las rocas silícicas tienen generalmente más alto contenido de álcalis, pero más bajo en magnesia, cal y hierro que las máficas; son, por tanto, de color más claro a causa de las mayores cantidades de cuarzo y feldespatos.

Para dar énfasis a la importante influencia del contenido de sílice de un magma sobre el conjunto mineralógico de una roca, S. J. Shand hace una distinción entre los minerales que están respectivamente saturados y no saturados con respecto a la sílice. Los *minerales saturados* son aquellos que son compatibles con el exceso de sílice en las condiciones magmáticas, y que por tanto se asocian comúnmente con el cuarzo. Entre los minerales saturados, Shand incluye los feldespatos, piroxenos, anfíboles, micas, magnetita, ilmenita, turmalina, fayalita, espesartita, esfena, zircón, apatita y topacio. Por otra parte, los *minerales no saturados* son aquellos que son incompatibles con el exceso de sílice en las condiciones magmáticas; éstos incluyen la leucita, nefelina, sodalita, hauynita, noselita, cancrinita, analcita, olivino magnésico, melanita, piropero, melilita, corindón, calcita y espinela.

Después de la sílice, el siguiente componente en importancia en las rocas ígneas es la alúmina. La relación entre Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y CaO proporciona otra base significativa para la clasificación. En los feldespatos, nefelina y leucita, la relación molecular de Al_2O_3 a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ es 1:1, de modo que un exceso o deficiencia de Al_2O_3 con respecto a esta relación se refleja en la naturaleza de los minerales ferromagnesianos. Por consiguiente, Shand propone cuatro grupos de rocas; a saber:

1. *Rocas peraluminicas*: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

El exceso de Al_2O_3 se presenta en la muscovita, biotita, corindón, topacio, turmalina, o granate Fe-Mn. En consecuencia, los minerales peraluminicos en conjunto son característicos de las rocas plutónicas de alto contenido de sílice y de las pegmatitas formadas a baja temperatura.

2. *Rocas metaluminicas*: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

Algo del Al_2O_3 va a la formación de hornblenda, epidota, o melilita; o bien, los minerales aluminicos y los no aluminicos son encontrados en asociación (por ejemplo, biotita y olivino). El grupo metaluminico contiene minerales que se forman a temperatura relativamente baja en presencia de agua.

3. *Rocas subaluminicas*.

Contienen poco o ningún exceso del Al_2O_3 requerido para la cristalización de los feldespatos y feldespatoides. Los minerales ferromagne-

sianos son el olivino, el ortopiroxeno y la diópsida. Las rocas de estos tipos se forman a partir de magmas calientes y comparativamente anhidros. → Sin agua.

4. Rocas peralcalinas: $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$.

En éstas, los minerales típicos son ricos en sodio, como los anfíboles de sodio y los piroxenos de sodio (riebeckita, egrina, egrina-augita, arfvedsonita, barkevikita, etc.). Otros minerales característicos son aquellos en los que los óxidos Fe_2O_3 , ZrO_2 o TiO_2 toman el lugar del Al_2O_3 . Tales rocas provienen de las últimas etapas de la cristalización de los magmas ricos en sodio, cuando el licor residual era de carácter fuertemente alcalino.

Los cuatro tipos de roca cuya distinción se acaba de establecer, marcan las etapas sucesivas de la historia del enfriamiento de un magma. La cristalización de un sistema que contiene alúmina comienza frecuentemente con la formación de olivino y piroxeno, los cuales, en una etapa posterior, reaccionan con el líquido remanente y se transforman gradualmente en hornblenda y aun posteriormente en biotita. Estos cuatro minerales constituyen una serie de reacción en el sentido indicado por N. L. Bowen, de cuyo trabajo se hace una exposición en el Capítulo 5. En un magma menos aluminico puede tener lugar una reacción diferente, y el piroxeno original puede ser reemplazado por egrina o por un anfíbol sódico. Se ve, en consecuencia, que esta clasificación cuádruple de las rocas basada en la saturación de alúmina es de importante significación en la petroquímica.

En 1903 fue propuesto otro método casi químico para clasificar las rocas, por cuatro petrólogos norteamericanos: W. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson y H. S. Washington. Este se conoce como el sistema de norma, o como la clasificación CIPW. Primero se calculan los análisis químicos en un juego de minerales patrón, conocidos como la norma (L. norma, regla), siguiendo reglas basadas en los principios conocidos de la cristalización de minerales en los magmas. En contraste, el modo (L. *modus*, medida apropiada) es la composición mineralógica real de una roca. El modo puede expresarse en porcentaje de peso o de volumen. El último representa mejor la apariencia de la roca respecto a la relación de color. La norma se divide en un grupo sálico y un grupo fémico, como se muestra en la tabla 3-1. En el sistema de la norma, los óxidos son recalculados a moléculas simples de minerales, los cuales son minerales formadores de roca reales, o bien, miembros extremos de la serie principal de sustitución atómica. Lo que hace el sistema de la norma es separar los miembros de la serie compleja isomorfa, o sus disoluciones sólidas, y exhibir sus componentes hipotéticos separadamente.

Las proporciones relativas de los minerales sálicos y félicos proporcionan la primera línea de subdivisión en clases, órdenes, etc., pero la clasificación completa es demasiado complicada para ser tratada en la presente obra.¹

TABLA 3-1
MINERALES NORMATIVOS

Mineral	Símbolo	Fórmula	Peso molecular
Grupo sálico			
Cuarzo	q	SiO_2	60
Corindón	c	Al_2O_3	102
Ortoclasa	or	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	556
Albita	ab	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	524
Anortita	an	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	278
Leucita	lc	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	436
Nefelina	ne	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	284
Kaliófilita	kp	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	316
Grupo fémico			
Wollastonita	wo	$CaO \cdot SiO_2$	116
Enstatita	en	$MgO \cdot SiO_2$	100
Ferrosilita	fs	$FeO \cdot SiO_2$	132
Diópsida	di	$CaO \cdot (Mg, Fe) O \cdot 2SiO_2$	288
Hiperstena	hi	$(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$	172
Forsterita	fo	$2MgO \cdot SiO_2$	140
Fayalita	fa	$2FeO \cdot SiO_2$	204
Acmita	ac	$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$	462
Magnetita	mt	$FeO \cdot Fe_2O_3$	232
Hematita	hm	Fe_2O_3	160
Ilmenita	il	$FeO \cdot TiO_2$	152
Apatita	ap	$3(CaO \cdot P_2O_5) \cdot CaF_2$	336
Pirita	pr	FeS_2	120
Calcita	cc	$CaO \cdot CO_2$	100

Como el concepto de la norma CIPW ha sido muy usado en la investigación petrológica de las rocas, en las tablas 3-2 y 3 se dan ejemplos de los métodos de cálculo. La comparación entre las normas y los modos en ambos casos indica claramente que la norma es por completo ineficaz para expresar el carácter mineralógico real de estas rocas y no ayuda ni a formar una imagen de la roca ni a entender su origen. Como un método para registrar datos químicos, para verificar la composición

¹ Para la explicación detallada del cálculo de la norma y de otras clasificaciones químicas que sirven al mismo propósito, y basadas de modo semejante en cálculos efectuados con los análisis, como los propuestos por A. Osann, P. Niggli y F. von Wolff, los estudiantes interesados deben consultar la obra de Albert Johannsen "Petrography of the Igneous Rocks", vol. 1, 1938.

TABLA 3-2

CÁLCULO DE NORMA DEL GABRO, MONTAÑAS WICHITA, OKLAHOMA

Componente	Análisis	Peso mol.	Canti- dad mol.	ap	il	Pv or	Pv an	ab	ne	an	mt	Rem	di	Pv hi	ol
SiO ₂	47.25	60	0.788	—	—	0.078	0.246	0.186	0.022	0.25	—	—	0.170	0.196	0.083
TiO ₂	1.12	80	0.012	—	0.012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CrO ₂	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18.27	102	0.179	—	—	—	—	—	—	0.125	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2.22	160	0.013	—	—	0.166	—	—	—	—	0.013	0.056	0.009+	0.047	0.047
FeO	5.80	72	0.081	—	0.012	—	—	—	—	—	0.013	0.175	0.231	0.149	0.149
MnO	0.05	71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.035	—	—	—
MgO	7.06	40	0.175	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	12.23	56	0.172	0.012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2.55	62	0.041	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	1.21	94	0.013	—	—	0.013	0.041	0.031	0.010*	0.125	—	—	—	—	—
H ₂ O	2.28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0.96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.37	145	0.004	0.004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	tr	44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Por ciento	—	—	—	4.03	1.82	7.23	—	16.24	2.84	34.75	3.02	—	7.86	—	18.56
Total	100.67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

0.788 = (0.078 + 0.25 + 0.17 + 0.083)
0.788 - 0.581 = 0.207

$$* x = \frac{0.207 - 382}{4} = 0.031$$

$$y = 0.041 - 0.031 = 0.01$$

$$+ 0.231 - 0.056 = 0.34x$$

$$x = 0.009$$

$$0.231 - 0.175 = 0.035x$$

$$x = 0.026$$

Apatita:
3 (3CaO.P₂O₅) CaF₂
0.004 × 1008.65 = 4.03
Ilmenita:
FeO.TiO₂
0.012 × 151.75 = 1.82
Ortoclasa:
K₂O.Al₂O₃.6SiO₂
0.013 × 556.12 = 7.23
Albita:
Na₂O.Al₂O₃.6SiO₂
0.031 × 545.88 = 16.24
Nefelina:
Na₂O.Al₂O₃.2SiO₂
0.01 × 263.9 = 2.84
Anortita:
CaO.Al₂O₃.2SiO₂
0.125 × 277.92 = 34.75

Magnetita:
Fe₂O₃.FeO
0.013 × 232 = 3.02
Diopsida:
CaO.SiO₂
0.035 × 116 = 4.06
MgO.SiO₂
0.026 × 100 = 2.60
FeO.SiO₂
0.029 × 131.85 = 1.19
Olivino:
2MgO.SiO₂
0.024 × 140.64 = 3.36
2FeO.SiO₂
0.018 × 203.7 = 15.30

FUENTE: W. T. Huang, Texas J. Sci., 1958.

TABLA 3-3

CÁLCULO DE NORMA DE LA ROCA PREHNITA-ZOISITA, MONTAÑAS WICHITA, OKLAHOMA

Componente	Análisis	Peso mol.	Cant. mol.	il	ne	an	mt	Rem	di	cs	Gabro	Norma	Modo
SiO ₂	44.64	60	0.744	—	0.004	0.370	—	—	0.326	0.044	Plagioclasa	Or	52
TiO ₂	0.08	80	0.001	0.001	—	—	—	—	—	—	Dialaga	Ab	28
ZrO ₂	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Olivino	An	12
CrO ₂	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Prehnita	Ne	8
Al ₂ O ₃	19.10	102	0.187	—	0.002	0.185	—	—	—	—	Uralita	Di	—
Fe ₂ O ₃	0.96	160	0.006	—	—	—	0.006	0.028	—	—	Anfibol	En	—
FeO	2.50	72	0.035	0.001	—	—	—	—	—	—	Clorita	Fs	—
MnO	tr	71	—	—	—	—	—	—	—	—	Biotita	Ol	—
MgO	5.38	40	0.135	—	—	—	—	—	—	—	Epidota	Fa	—
CaO	25.20	56	0.450	—	—	0.185	—	0.135	0.102	—	Magnetita	Il	—
Na ₂ O	0.10	62	0.002	—	—	—	—	0.102	—	—	Zircón	Ap	—
K ₂ O	0.01	94	—	—	0.002	—	—	—	—	—	Apatita	Mt	—
H ₂ O	2.26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Esfena	H ₂ O	—
H ₂ O	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Carbonatos	—	—
P ₂ O ₅	tr	145	—	—	—	—	—	—	—	—	Peso esp.	—	—
Por ciento	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Porosidad	—	—
Total	100.30	—	—	0.15	0.53	51.42	1.39	—	—	—	99.69	0.42% ± 0.01	—

Roca prehnita-zoisita	
Norma	Modo
An	Prehnita
Ne	Zoisita
Di	Leucoxeno
Fs	Magnetita
Cs	Zircón
Il	Cuarzo
Mt	—
H ₂ O	—
99.54	Peso esp. 3.16
—	Porosidad 0.82% ± 0.01

Ilmenita:
FeO.TiO₂
0.001 × 151.75 = 0.15
Nefelina:
Na₂O.Al₂O₃.2SiO₂
0.002 × 263.9 = 0.53
Anortita:
CaO.Al₂O₃.2SiO₂
0.185 × 277.92 = 51.42
Magnetita:
Fe₂O₃.FeO
0.006 × 232 = 1.39

Diopsida:
CaO.SiO₂
0.163 × 116 = 18.91
MgO.SiO₂
0.135 × 100.32 = 13.54
FeO.SiO₂
0.028 × 131.85 = 3.69
Ortosilicato de calcio:
2CaO.SiO₂
0.044 × 172 = 7.57

FUENTE: W. T. Huang, Texas J. Sci., 1958.

mineralógica, y como medio para comparar las rocas vítreas con las holocristalinas, el sistema de la norma tiene un valor grande y obvio; pero allí termina su utilidad. Es incapaz de arrojar luz alguna sobre la historia del enfriamiento de una roca.

La utilidad del cálculo y de la clasificación químicos es grandemente aumentada por el hecho de que la composición química de una roca puede calcularse ahora con exactitud a partir de una determinación cuidadosa (por medios ópticos y de otras clases) de minerales tales como los feldspatos, piroxenos, olivinos, anfíboles y micas. Es posible que determinando la composición química de las rocas por este método sea más de confiar que la gran mayoría de los análisis ordinarios.

Finalmente, debe observarse que los análisis químicos pueden representarse gráficamente en diagramas de variación para indicar las tendencias de la evolución magmática y las diferencias entre las regiones con actividad ígnea llena de acontecimientos. De estos diagramas se tratará en el Capítulo 5.

CLASIFICACIONES BASADAS EN LA OCURRENCIA GEOLÓGICA Y TEXTURA

Las condiciones físicas que prevalecieron durante la cristalización de un magma pueden inferirse hasta cierto grado por el ambiente geológico circundante y la textura de la roca. La viscosidad del magma, el régimen de enfriamiento y el orden de cristalización dejan su impresión en la textura. La textura, en realidad, expresa las condiciones en las cuales tuvo lugar el enfriamiento del magma; es decir: la ocurrencia geológica. Rosenbusch, entre 1877 y 1907, apoyó una división triple en *rocas efusivas*, *rocas de diques* y *rocas de asiento profundo*. Tröger sugirió más tarde que al segundo grupo se le llamara *hipabisal*, término que corrientemente se asigna a los cuerpos intrusivos pequeños cercanos a la superficie, como los diques y sills, las rocas de los cuales se caracterizan frecuentemente por estructuras porfíricas. Las observaciones de campo indican que las rocas hipabisales están relacionadas tanto con cuerpos extrusivos como con cuerpos intrusivos. Por tanto, muchas de ellas presentan numerosos rasgos transitorios entre las rocas volcánicas y plutónicas.

Ya se han descrito con anterioridad las peculiaridades de textura características de las rocas plutónicas y volcánicas. Las texturas de las rocas hipabisales son naturalmente intermedias, y varían desde la holocristalina (paneuhedral) hasta la merocristalina. Sin embargo, la textura porfírica es muy común en las rocas hipabisales, ocasionada por el cambio de condiciones debido a la ocupación de niveles más altos en la corteza. Aunque la clase de rocas hipabisales es reconocida por

muchos petrólogos, no se considera este grupo de igual importancia que los de las rocas plutónicas y volcánicas. En virtud de que las rocas hipabisales están relacionadas tanto con las rocas plutónicas como asociadas con los cuerpos volcánicos, algunos petrólogos, y con especialidad Williams, Turner y Verhoogen, se inclinan por la abolición del término, prefiriendo que se llame plutónicas a las rocas formadas a suficiente profundidad, y volcánicas a todas las demás.

Las rocas plutónicas pueden distinguirse fácilmente de las volcánicas, simplemente sobre la base de su textura y contenido de minerales. Además, existe una diferencia ligera, pero significativa, de composición química entre estos dos grupos de rocas, y esta diferencia está relacionada con las muy diferentes condiciones de enfriamiento que prevalecen en cada caso. Algunos minerales portadores de oxhidrilos que son estables en condiciones de asentamiento a profundidad, tienden a descomponerse en un medio ambiente volcánico de más alta temperatura y baja presión. Por lo anterior, pocas rocas volcánicas contienen biotita u hornblenda inalteradas, y los fenocristales de cuarzo contienen frecuentemente inclusiones de gas. Ya se han mencionado los minerales peculiares a las rocas volcánicas; ciertos minerales, como la microclina, la ortoclasa, la perthita, la muscovita y la cancrinita, o pares de minerales, como la nefelina-ortoclasa y la augita-hiperstena, son favorecidos por la presión mayor o por la temperatura más baja, y en consecuencia aparecen distribuidos más extensivamente en las rocas plutónicas que en las volcánicas.

CLASIFICACIONES MINERALÓGICAS CUANTITATIVAS

Las clasificaciones de las rocas que son más utilizadas en la actualidad por los petrólogos son las de carácter mineralógico cualitativo o semicualitativo, la mayoría de las cuales están basadas en las proposiciones de H. Rosenbusch y Ferdinand Zirkel. En años recientes, Shand, Johannsen y Grout han propuesto clasificaciones mineralógicas cuantitativas, cuyo uso está aumentando. La composición mineral es, con ventaja, la base más fundamental para la clasificación de las rocas. En primer lugar, se utilizan las unidades reales (minerales) de las que están formadas las rocas; en segundo lugar, los minerales pueden identificarse rápidamente, y en tercer lugar, la variedad y las proporciones del contenido de mineral son de gran significación porque son determinadas por la composición y la historia de enfriamiento del magma que les da origen. Se recomienda al lector la consulta de la sección siguiente sobre la clasificación de las rocas ígneas basada en el contenido de minerales y peculiaridades afines que se utilizan en esta obra.

EL COLOR COMO BASE DE CLASIFICACIÓN

El color es una característica útil de las rocas, pero puede confundir. En general, las rocas máficas son más oscuras que las intermedias y que las silícicas por su mayor contenido de minerales máficos. Debe tenerse cuidado, sin embargo, porque aun las rocas ultramáficas, como

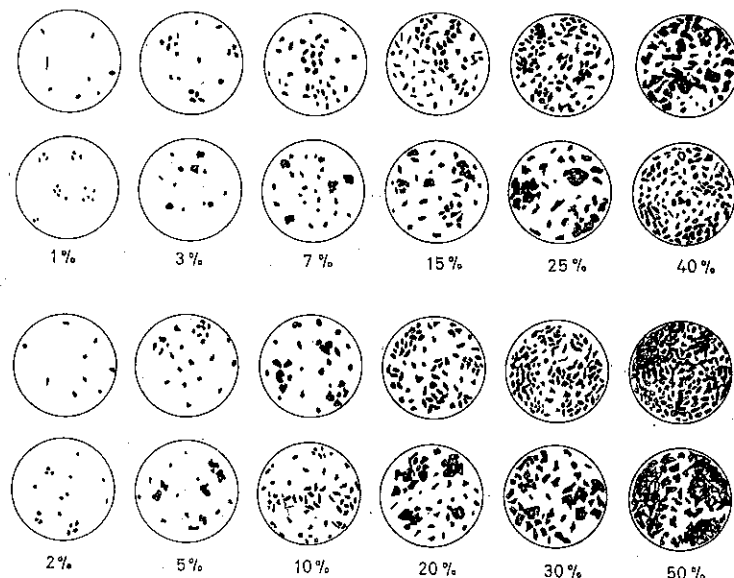


FIG. 3-13. Diagramas para la estimación visual de porcentajes de minerales en las rocas. (Según R. D. Terry y G. V. Chilingar, *J. Sediment. Petrol.*, 1955.)

la dunita, que está compuesta casi totalmente de olivino, pueden ser bastante pálidas en los ejemplares de mano. Lo mismo puede decirse de muchas rocas máficas, como la anortosita. El color general de las rocas de grano fino es también muy poco satisfactorio como guía de su composición; la diorita, la andesita y el basalto, por ejemplo, pueden variar en color general desde el gris pálido hasta el negro.

Agrupando todos los minerales félsicos como claros y todos los máficos como oscuros, se puede asignar a cada roca un *índice de color* para expresar los porcentajes de minerales claros y oscuros que contiene (fig. 3-13).

En la clasificación de Johannsen se distinguen cuatro clases de roca, sobre la base del porcentaje en volumen de minerales oscuros, habiéndose fijado los límites en 5, 50 y 95 por ciento. Shand distingue también

cuatro clases, como sigue: *Rocas leucocráticas*, con menos de 30 por ciento de máficos; *rocas mesocráticas*, con 30-60 por ciento; *rocas melanocráticas*, con 60-90 por ciento, y *rocas hipermelánicas*, con más de 90 por ciento de minerales máficos. En 1948, Ellis propuso otra división cuádruple de las clases de rocas, con índices de color límite fijados como 10, 40 y 70. Según esta clasificación, llama *holofélsicas* a las rocas con un índice menor de 10; *félsicas* a aquellas con índice entre 10 y 40; *mafélsicas* a aquellas entre 40 y 70, y *máficas* a las de índice mayor de 70. Los índices de color de las rocas que se emplean en esta obra son los de la clasificación de Johannsen.

GUÍA PARA LA DETERMINACIÓN MACROSCÓPICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Con el fin de enseñar a los estudiantes un método simple y satisfactorio para la determinación macroscópica de las rocas, se ha elaborado la tabla 3-4, en la cual se han dispuesto las rocas atendiendo a su ocurrencia natural en el campo, es decir, considerando que las rocas plutónicas se presentan a profundidad, mientras que las volcánicas ocurren a poca profundidad o sobre la superficie de la tierra. La guía que va a describirse y la tabla así preparada ofrecen la expectativa de evitar "conjeturas infundadas" identificando con cierta exactitud la roca que se tiene bajo investigación.

Clasificación de las rocas ígneas

Antes de describir la guía para la determinación macroscópica de las rocas ígneas, debe mencionarse un esquema sencillo que se utiliza en esta obra para clasificar las rocas.

La determinación macroscópica de las rocas depende por completo de los elementos minerales constitutivos de las mismas y de su trama, y la clasificación que aquí se utiliza está basada en el contenido de cuarzo o sílice libre y la trama de la roca. En la tabla 3-4 aparecen tabulados los cuatro tipos principales de rocas; a saber: las silícicas, las intermedias, las máficas y las ultramáficas, ya mencionados, y un grupo secundario: las alcalinas. La trama de la roca expresa las condiciones en las cuales tuvo lugar el enfriamiento del magma. Como ya se ha dicho, las rocas ígneas tienen dos modos de ocurrencia, ambiente de gran profundidad y somero, representando a las rocas plutónicas y a las rocas volcánicas, respectivamente.

Los minerales que se presentan en las rocas ígneas pueden clasificarse como esenciales, accesorios y secundarios. Los dos primeros son productos de la cristalización magmática y son, por tanto, también mine-

rales primarios. Los minerales *secundarios* son aquellos formados por alteración siguiente o los introducidos por soluciones circulantes. Los *minerales esenciales* son aquellos que son necesarios para el diagnóstico y denominación de la roca, y cuya disminución o ausencia motivarían el cambio de una roca a otra. Por ejemplo: el cuarzo es esencial al granito, la sanidina a la traquita y la nefelina a la fonolita. El cuarzo se presenta en cantidad considerable en el granito, en mucho menor cantidad en la tonalita, y está casi ausente en la diorita. El feldespato alcalino domina entre los elementos minerales constitutivos de la sienita, pero puede pasar inadvertido en la diorita. A los demás minerales de una roca se les llama *accesorios*. Si están presentes en cantidades suficientes para justificar incluirlos en la denominación de la roca, se les llama *característicos*; por ejemplo: en el granito de biotita-muscovita, el basalto de olivino, la andesita de hornblenda, la diorita de hornblenda y el gabro de olivino. A los minerales que están presentes en cantidades pequeñas se les llama *accesorios menores*, de los cuales son ejemplos comunes la magnetita, la apatita, la ilmenita y el zircón. Ejemplos de minerales secundarios son las zeolitas en los rellenos amigdaloides de las volcánicas y los minerales arcillosos formados por alteración del feldespato alcalino en las rocas plutónicas. La presencia o ausencia de los accesorios menores y la de los minerales secundarios no son importantes para definir el tipo de roca.

Entre muchos de los minerales formadores de roca, el cuarzo se identifica fácilmente, y puede estimarse con rapidez su cantidad relativa. Por esta razón, en la mayoría de las clasificaciones mineralógicas, el mineral cuarzo desempeña un papel importante. Cuando el porcentaje de cuarzo en volumen es de 10 por ciento, o mayor, puede observarse en un ejemplar de mano. En cambio, si la cantidad presente de cuarzo es menor de 10 por ciento, es difícil de reconocer, y aun puede escapar de ser notado. En este caso, la respuesta es obvia en cuanto a cuál ha de ser la línea divisoria para el cuarzo. El porcentaje crítico es 10. Sobre la base de 10 por ciento, se llama roca plutónica a aquella en la cual los feldespatos son principalmente alcalinos. Si el porcentaje de cuarzo en volumen es menor de 10 por ciento, es una sienita más bien que granito. En algunos casos, cuando el contenido de cuarzo es menor de 10 por ciento, el cuarzo es un mineral característico, como sucede con el gabro de cuarzo y con la monzonita de cuarzo.

Los feldespatos están presentes prácticamente en todas las rocas ígneas, con excepción de las ultramáficas, y en muchas de ellas son los minerales principales o esenciales. Además, la composición y el hábito de los feldespatos presentes en una roca son muy significativos para sugerir el modo de ocurrencia y la etapa de evolución magmática. Es

obvio que la composición del feldespato y la relación de feldespato alcalino a plagioclasa se consideran factores importantes en casi todas las clasificaciones mineralógicas de las rocas ígneas. En esta obra, el mineral ortoclasa de la tabla 3-4 abarca a todos los feldespatos alcalinos, tales como la ortoclasa, la microclina, la perthita, la microclina-perthita, la sanidina y la anortoclasa. Por conveniencia, se subdividió la plagioclase en las variedades sódica y cálcica. El número de divisiones que deben hacerse sobre la base de la composición y la proporción del feldespato es un asunto de elección. Algunas autoridades se conforman con dos divisiones: rocas con más feldespato alcalino que la plagioclase y rocas con menos. Pero otros prefieren tres divisiones, en las que los feldespatos alcalinos forman menos de una tercera parte, entre una tercera y dos terceras partes, y más de dos terceras partes del feldespato, respectivamente. Para el objeto de la determinación macroscópica fácil, se adopta el primer esquema; es decir: el de dos divisiones. Sin embargo, no se modifican en forma alguna las presentes sugerencias para la determinación de rocas aunque se adopte el esquema de tres divisiones de los feldespatos.

La trama de una roca refleja las condiciones en las cuales tuvo lugar la solidificación del magma. Las tramas características comúnmente exhibidas por las rocas volcánicas y plutónicas ya se han descrito en las secciones anteriores; en la siguiente se encuentran algunas de las tramas esenciales para distinguir las rocas volcánicas de las plutónicas.

GUÍA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE LAS ROCAS

Con la tabla determinativa (tabla 3-4) y el esquema de clasificación de las rocas bosquejado arriba, parece simple el método de identificación de las rocas. En la tabla, las rocas están ordenadas atendiendo a su modo de ocurrencia natural en el campo, es decir, considerando que las rocas plutónicas ocurren a profundidad, mientras que las volcánicas se forman a poca profundidad o sobre la superficie de la Tierra. Por esta razón debe leerse la tabla de abajo arriba. También la tabla determinativa está dividida toscamente en seis porciones, a saber, P-1, P-3 y V-5 (P para las rocas plutónicas y V para las rocas volcánicas) separadas por la *línea divisoria del cuarzo* de las porciones P-2, P-4 y V-6. Esta disposición permite al estudiante hacer su primera elección sobre la roca bajo investigación. Ahora bien; la primera cosa que hay que hacer al tratar de identificar una roca es identificar el cuarzo y su cantidad relativa. Todas las rocas silíceas con 10 por ciento, o más, de cuarzo se encuentran al lado izquierdo de la línea divisoria del cuarzo. Todas las demás, con menos de 10 por ciento o nada de cuarzo, se encuentran

del lado derecho de la línea divisoria del cuarzo. El cuarzo se reconoce por su lustre grasoso y vítreo, por su color blanco a gris ahumado, dureza de 7 y su carencia ordinaria de forma de cristal, ya que es el último mineral que cristaliza a partir de un magma fundido y por ser obligado a llenar las cavidades interesaciales que quedan entre los minerales ya formados. Toma muy poco tiempo determinar si la roca en cuestión debe situarse en el lado izquierdo o en el derecho de la línea divisoria del cuarzo.

Supóngase ahora que la roca contiene más de 10 por ciento de cuarzo: la roca se encuentra en el lado izquierdo de la línea divisoria. Ahora que se ha hecho la decisión respecto al lugar en que se encuentra la roca, se ha eliminado casi la mitad de la tabla. El segundo paso es estudiar la trama de la roca. Si la trama de la roca es granular, se encuentra en P-1, y hay sólo cinco rocas en este compartimiento. Si la cantidad de cuarzo es aproximadamente 10 por ciento, la roca puede ser una cualquiera de las cuatro excepto el granito; el factor decisivo está en la relación de ortoclasa a plagioclasa, como se indica claramente en la tabla. Si la cantidad de ortoclasa y plagioclasa es poco más o menos igual, la roca es monzonita cuarzosa. (Si no hubiera cuarzo en absoluto, la roca sería, por supuesto, monzonita o latita.) Si hay más plagioclasa que ortoclasa, la roca es granodiorita. En la tonalita o diorita de cuarzo, la plagioclasa sobrepasa con mucho a la ortoclasa. Si la cantidad de cuarzo fuera considerable, por ejemplo, de 20 hasta 40 por ciento, no cabría duda de que la roca es granito, cualquiera que fuere el color y la relación de la ortoclasa a la plagioclasa. Para asegurarse respecto a la identificación del feldespato, se recuerda al lector la mineralogía y los métodos de determinación del mismo descritos en el Capítulo 2, páginas 44-54. Pero una breve descripción dada aquí será de alguna ayuda. En las rocas ígneas, los feldespatos tienden a formar cristales de forma más o menos perfecta, e invariablemente presentan una dureza cercana a la del cuarzo, por ejemplo, $H = 6$, y cruceros bien desarrollados. La distinción entre la ortoclasa y la plagioclasa se logra mejor observando, con ayuda de una lente y a la luz brillante, la presencia de líneas paralelas diminutas (estriaciones de maclación) sobre ciertas caras de crucero en la plagioclasa, o su ausencia en la ortoclasa. Además, la ortoclasa es de color carne o rojiza, y la plagioclasa en numerosas ocasiones es gris.

Si la textura es porfirítica con abundancia de fenocristales, por ejemplo, 50 por ciento, o más, en una pasta granular, la roca es un pórfido encontrado en P-3. Si la cantidad de fenocristales fuera mucho menos impresionante, se usaría el término porfirítico como adjetivo calificativo, como, por ejemplo, granito porfirítico, monzonita de cuarzo porfirítica,

y así sucesivamente. Determinando los feldespatos puede identificarse uno de los cinco pórfidos.

Cuando la roca es de textura pegmatítica o aplítica, es encontrada nuevamente en P-3. La textura pegmatítica es gráfica, perthítica e inequigranular, y está formada por cristales pequeños y cristales muy grandes. La presencia de minerales que contienen elementos volátiles raros, tales como la lepidolita, la espodumena, la turmalina, la amblygonita, el berilo y el topacio, ayuda al reconocimiento de las pegmatitas. La textura aplítica es azucarada, sacaróide y equigranular, y tiene grano de fino a mediano. Contiene muy pocos minerales máficos, por lo que la aplita es frecuentemente de color claro. En consecuencia, para determinar la pegmatita o la aplita basta determinar la textura.

La presencia de vidrio no sólo asegura el origen ígneo de la roca, sino que también indica su carácter volcánico. Así, si la textura es de vítrea a afanítica (de grano fino) o pórfiro-afanítica, la roca es volcánica y se encuentra en V-5. En general, las rocas volcánicas están mal cristalizadas; se deben estudiar e identificar todos los fenocristales disponibles críticamente para obtener alguna idea de la roca en cuestión. El número de fenocristales puede ser grande, o bien apenas unos cuantos, pero aunque así sea, la identificación de los fenocristales es de gran ayuda en la determinación de las rocas volcánicas. El nombre de roca *pórfido cuarzoso* es una expresión general; es de valor cuando sólo están presentes fenocristales de cuarzo o cuando los fenocristales de feldespato asociados son indeterminables. Al identificar las rocas volcánicas es mejor dar al ejemplar un nombre correcto más o menos generalizado que uno más específico que pueda ser erróneo. Se puede nombrar a la roca por su color más bien que suponer la presencia de minerales. El término general *felsita* es de valor para referirse a todas las rocas volcánicas de color claro. Entre los vidrios volcánicos, la obsidiana es el más común, variando su composición desde la granítica hasta la tonalítica. Su color oscuro y lustroso y su fractura fácilmente concoidea son características de diagnóstico. La hematita pulverizada dispersada puede dar a la obsidiana un color rojo o café profundos. Las piedras pez son riolitas vítreas con lustre semejante al de la pez más bien que un lustre vítreo. La perlita es un vidrio desvitrificado con grietas concéntricas o perlíticas y lustre aperlado.

Ahora vuélvase al lado derecho de la línea divisoria del cuarzo, de la tabla, en el cual ninguna de las rocas contiene cuarzo. Aquí de nuevo hay tres compartimientos, a saber, P-2, P-4 y V-6. Del estudio de la trama de la roca se puede restringir la elección a uno de los tres. Una vez decidido cuál, se proseguirá con la investigación de los minerales esenciales.

Si la roca es granular y está compuesta de feldespatos, pero no tiene feldespatoideos, dicha roca es intermedia o máfica, y se encuentra en P-2. La roca puede ser sienita, diorita, gabro o anortosita, dependiendo del feldespato predominante. En la anortosita domina la plagioclasa cálcica, hasta 90 por ciento, o más. Verifíquese con la tabla para decidir cuál. Si la roca es feldespatoide, es una roca alcalina; verifíquese con la tabla para decidir cuál. Para identificar con exactitud los feldespatoideos, se recomienda el método de descoloración descrito en el Capítulo 2, pág. 54. Si la roca está compuesta enteramente por minerales máficos, la roca es ultramáfica; la determinación de los minerales máficos prominentes debe permitir decidir de cuál de las cinco rocas ultramáficas se trata. Debe mencionarse que algunas peridotitas son un tanto brechadas y de grano fino, asemejándose a las rocas volcánicas. Esto se debe a que ciertas peridotitas son productos de explosión violenta y que sus minerales principales son susceptibles de serpentinización.

Cuando la roca es porfirítica, se encuentra en P-4; verifíquese el feldespato para determinar el pórfido en cuestión. La diabasa que se caracteriza por la textura diabásica es intermedia respecto a su ocurrencia en el campo, entre los derrames basálticos y el gabro plutónico.

Aunque se incluyen en la tabla las composiciones mineralógicas de las variedades más comunes del lamprofiro, son difíciles de clasificar en el ejemplar de mano, y deben ser estudiadas en el campo; así sucede con todas las piroclásticas, como la toba, la brecha volcánica y el conglomerado. La brecha volcánica consiste principalmente en restos expelidos angulosos, mientras que el conglomerado está formado por trozos expelidos redondeados o subredondeados, cuya forma es producida durante la erupción por rozamiento dentro de la chimenea volcánica.

Por último, si la textura y los minerales presentes sugieren definitivamente una roca volcánica, dicha roca se encuentra en V-6. Aquí la roca es vítrea y de grano fino; los minerales de alta temperatura hacen su aparición, como la sanidina en el feldespato y la leucita en el feldespatoide. Con frecuencia son indistinguibles el basalto y la andesita. La diferencia principal radica en la composición de la plagioclasa, conteniendo la andesita la variedad más sódica. La presencia de hornblenda y biotita indica por lo general andesita, puesto que estos minerales se asocian más comúnmente con la plagioclasa sódica. También, el color de la andesita es claro, mientras que el del basalto es oscuro. Todas las rocas volcánicas pueden ser porfiríticas, como la dacita porfirítica o pórfido dacítico, o la riolita porfirítica o pórfido riolítico, dependiendo de las cantidades de fenocristales.

Cuando se ha reconocido una roca, el mineral característico prominente debe incluirse en el nombre de la misma, tal como granito mus-

covita, diorita de hornblenda, andesita de hornblenda, basalto de olivino y basalto de leucita. Con esto, la determinación macroscópica de la roca es completa.

Por lo anterior, es claro que el cuarzo y los feldespatos, juntos con las tramas de las rocas, son dos factores que ayudan a situar la roca bajo investigación en alguno de los seis compartimientos de la tabla. El procedimiento completo toma muy poco tiempo. Debe ponerse énfasis en que cada paso hay que tomarlo con actitud crítica. Por razones de práctica, el alumno debe estudiar primero las rocas plutónicas de grano grueso, porque en dichas rocas pueden determinarse tanto las tramas como los minerales con mayor certidumbre. Después de haberse familiarizado con ellas, puede proceder a estudiar las rocas volcánicas de grano fino. En la tabla sólo se han incluido las rocas más comunes, pero durante el aprendizaje de los principios básicos de identificación de las rocas el estudiante puede aplicar un término arbitrario a las demás.

Algunos problemas fundamentales

Aunque el uso de la tabla 3-4 y el método sugerido presentado simplifican la identificación de las rocas, deben hacerse del conocimiento de los principiantes algunos de los problemas fundamentales de la petrología ígnea.

1. En la tabla, cada roca volcánica tiene su equivalente plutónico, como el granito y la riolita, la diorita y la andesita, el gabro y el basalto, etc. Aunque esto ayuda al estudiante a memorizar la composición mineralógica de las rocas volcánicas para distinguirlas de las variedades plutónicas correspondientes, está lejos de ser correcto en la petrología fundamental. El derrame de la lava riolítica, por ejemplo, no está necesariamente relacionado con la intrusión granítica. En realidad, los granitos raras veces pasan gradualmente a riolitas, si es que lo hacen. Mientras que los granitos pueden originarse por varios procesos, como el magmático y el metamórfico, y por el de granitización, todas las riolitas son ciertamente magmáticas, y se han formado a partir de magma fundido.

La colosal ocurrencia de la andesita en las áreas circumpacíficas es asombrosa, y sin embargo, los afloramientos de su equivalente plutónico diorita son lastimosamente pequeños, sólo de unos cuantos kilómetros cuadrados; muchos de ellos son de naturaleza híbrida. Ciertamente, las dioritas rara vez pasan gradualmente a andesitas. Sin embargo, la relación genética entre las rocas plutónicas y las volcánicas es indicada mejor por las rocas máficas. La ocurrencia del gabro subterránea y la de su equivalente volcánico sobre la superficie como corrientes basálticas

indican que estas rocas provienen esencialmente de una materia común, cristalizada en condiciones diferentes.

2. En el campo se puede ver la asociación natural de un cierto tipo de roca, con transición graduada a otro tipo. Debe comprenderse que las rocas son miembros de transición de una serie y que no se debe esperar encontrar linderos bien definidos entre unas y otras. Las rocas marginales o de transición son muchas, y pueden designarse por términos tales como riodacita, traquiriolita, andesita basáltica, granodiorita, granogabro, sienodiorita, sienogabro, etc.

3. Como ya se ha aseverado, las rocas piroclásticas, los diques de lamprofiro y, en realidad, muchos otros problemas de la petrología se estudian mejor en el campo. Se ha dicho con toda razón que el estudio de las rocas debe comenzar en el campo, continuar bajo el microscopio y terminar en el crisol. La comprensión de la naturaleza y el origen de las rocas ígneas ayudará al estudiante a hacer una identificación de rocas digna de confianza. Por esta razón se remite al lector al estudio de los capítulos que siguen.

TABLE 3.4

TABLA PARA LA DETERMINACIÓN MACROSCÓPICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

(Las rocas están ordenadas atendiendo a su ocurrencia natural en el campo, es decir, considerando que las rocas plutónicas se forman a profundidad, mientras que las volcánicas lo son a poca profundidad o sobre la superficie de la Tierra)

[illegible]

* Abreviaturas: M—muscovita, B—biotita, H—hornblenda, O—olivino, Ort.—ortoclasa, Plag.—plagioclasa, P—piroxeno.

4

Descripción de las rocas ígneas

INTRODUCCION

Según Shand, se han propuesto para las rocas ígneas unos 700 nombres diferentes, muchos de los cuales están fuera de uso y son innecesarios. Las rocas descritas en este capítulo son comunes y normales pero representan solamente una pequeña fracción de los nombres de las rocas. La gran mayoría, sin embargo, comprenden tipos de roca que difieren de los normales sólo en diferencias mineralógicas y de textura relativamente secundarias. Otros representan rocas que son de ocurrencia tan rara, que sólo tienen interés académico para los especialistas en petrografía sistemática. Aún otros, son simplemente variedades alteradas de las rocas ígneas más normales o son rocas metamórficas y de reemplazamiento que no son de origen ígneo en absoluto.

El esquema que va a adoptarse en esta obra para la descripción de las rocas ígneas, es esencialmente el apoyado por R. A. Daly con el nombre de *concepto del clan o familia*. Un clan o familia de rocas es el formado por rocas ligadas por parecido en su composición. En cada clan se establecerá una distinción sobre la base de la textura entre las familias de grano grueso y las de grano fino, siendo plutónicas la mayoría de las rocas de la primera familia y volcánicas la mayoría de las rocas de la segunda. La familia de rocas de grano grueso recibirá el mismo nombre que el clan al que pertenece.

La experiencia ha enseñado que en la determinación macroscópica de las rocas ígneas es mejor comenzar con las variedades de grano grueso, porque en las rocas plutónicas de grano grueso pueden determinarse con certidumbre tanto la textura como la composición mineralógica. Una vez familiarizado con ellas, se procederá al estudio de los equi-

valentes de grano fino. Por esta razón se describen primero las rocas plutónicas, y a continuación sus equivalentes volcánicos.

Debe recordarse que todas las rocas son miembros de transición de una serie. Pasan por gradación continua de una a otra, y los límites establecidos son con frecuencia artificiales más bien que naturales.

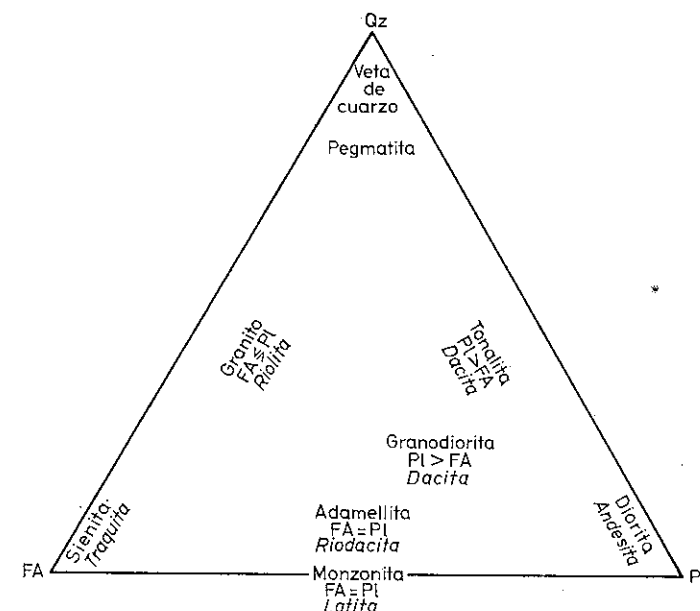


FIG. 4-1. Composición mineralógica del granito y rocas afines en función de tres minerales, a saber, Qz, cuarzo; FA, feldespato alcalino; Pl, plagioclasa. Los nombres de las rocas volcánicas correspondientes aparecen en letra cursiva.

CLANES DEL GRANITO, LA GRANODIORITA Y LA TONALITA

ROCAS PLUTÓNICAS

(Granitos, adamellitas, granodioritas, tonalitas, etc.)

Composición y textura

Los granitos, las granodioritas y las tonalitas forman el grupo de las rocas silíceas (ácidas) caracterizadas por la presencia de cuarzo modal en exceso de 10 por ciento con feldespato alcalino y plagioclasa sódica.

El *granito* (del latín *granum*, grano) contiene abundante cuarzo de 20 a 40 por ciento; los feldespatos predominantes pueden ser los feldes-

patos alcalinos o las plagioclasas sódicas. Desde el granito, la granodiorita y la tonalita hasta la diorita, disminuyen las cantidades proporcionales de cuarzo y de feldespato alcalino, y aumentan las de plagioclase sódica. La *granodiorita* es una variedad del granito en la cual predomina la plagioclase sódica sobre los feldespatos alcalinos; este término fue introducido por Lindgren para las rocas que forman la alta Sierra Nevada de California. En la *adamellita* (de los Alpes Adamello) o *mon-*

TABLA 4-1
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DE SILÍCICAS A ULTRAMÁFICAS

Constitutivo	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	68.9	54.5	54.6	48.2	48.4	43.8
TiO ₂	0.5	1.4	1.5	1.9	1.8	1.7
Al ₂ O ₃	14.5	17.2	16.4	15.6	15.5	6.1
Fe ₂ O ₃	1.7	3.2	3.3	3.0	2.8	4.5
FeO	2.2	4.6	5.2	7.8	8.1	8.7
MnO	0.07	0.16	0.15	0.17	0.17	0.18
MgO	1.1	3.2	3.8	8.2	8.6	22.5
CaO	2.6	5.8	6.5	10.5	10.7	10.1
Na ₂ O	3.9	5.1	4.2	2.6	2.3	0.8
K ₂ O	3.8	3.6	3.2	0.9	0.7	0.7
H ₂ O	0.6	0.8	0.7	0.8	0.7	0.6
P ₂ O ₅	0.16	0.39	0.42	0.3	0.27	0.3
Número de análisis ..	794	810	635	721	637	182

^a Roca ígnea silícica promedio.

^b Roca ígnea intermedia promedio (incluyendo los tipos de nefelina).

^c Roca ígnea intermedia promedio (excluyendo los tipos de nefelina).

^d Roca ígnea subsilícica promedio (incluyendo los tipos de nefelina).

^e Roca ígnea subsilícica promedio (excluyendo los tipos de nefelina).

^f Roca ígnea ultramáfica promedio.

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1954.

zonita *cuarcífera* (de Monzoni, Tirol), los feldespatos alcalinos y la plagioclase están presentes aproximadamente en cantidades iguales. En la *tonalita* (de los Alpes Tonale) la plagioclase está presente en cantidad mucho mayor que la ortoclase. Con la desaparición práctica del cuarzo y la ortoclase, la tonalita puede pasar a diorita. Como ayuda para la memoria, la figura 4-1 indica la composición mineralógica de estos clanes; los nombres de las rocas plutónicas aparecen en tipo redondo, y los de los tipos volcánicos correspondientes, en cursivo.

La mayoría de las rocas de estos clanes son de textura subhedral-granular o granitoide. Otras son porfíricas, con grandes fenocristales de feldespato alcalino. El núcleo de muchos plutones de granito mues-

TABLA 4-2
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMA DE LOS GRANITOS Y OTRAS ROCAS

Constitutivo	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	72.08	73.66	73.86	74.57	71.08	72.31
TiO ₂	0.37	0.22	0.20	0.17	0.40	0.42
Al ₂ O ₃	13.86	13.45	13.75	12.58	11.26	10.88
Fe ₂ O ₃	0.86	1.25	0.78	1.30	4.28	2.98
FeO	1.67	0.75	1.13	1.02	2.19	2.42
MnO	0.06	0.03	0.05	0.05	0.11	0.14
MgO	0.52	0.32	0.26	0.11	0.25	0.16
CaO	1.33	1.13	0.72	0.61	0.84	0.68
Na ₂ O	3.08	2.99	3.51	4.13	4.92	5.17
K ₂ O	5.46	5.35	5.13	4.73	4.21	4.42
H ₂ O	0.53	0.78	0.47	0.66	0.39	0.45
P ₂ O ₅	0.18	0.07	0.14	0.07	0.07	0.03

Normas

qz	29.2	33.2	32.2	31.1	26.2	26.4
or	32.2	31.7	30.0	27.8	25.0	26.1
ab	26.2	25.1	29.3	35.1	34.6	31.4
an	5.6	5.0	2.8	2.0	—	—
C	0.8	0.9	1.4	—	—	—
CaSiO ₃	—	—	—	0.1	1.4	1.4
MgSiO ₃	1.3	0.8	0.6	0.3	0.6	0.4
FeSiO ₃	1.7	—	1.1	0.6	1.7	4.0
ac	—	—	—	—	6.0	8.3
mt	1.4	1.9	1.2	1.9	3.2	—
il	0.8	0.5	0.5	0.3	0.8	0.8
km	—	—	—	—	—	—
ap	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1
Número de análisis ..	72	22	48	21	53	39

^a Granito cálcico-alcalino promedio.

^b Riolita cálcico-alcalina promedio + riolita-obsidiana.

^c Granito alcalino promedio.

^d Riolita alcalina promedio + riolita-obsidiana.

^e Granito peralcalino promedio.

^f Riolita paracalcina promedio + riolita-obsidiana.

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1954.

tra poca orientación de sus minerales constitutivos. Pero cerca de los márgenes hay una tendencia al alineamiento de los minerales alargados en una forma más o menos paralela a manera de producir una alineación distintiva o un fajeado por planos.

En los granitos y granofiros gráficos, la textura característica es un intercrecimiento cuneiforme de cuarzo y feldespatos alcalinos, general-

TABLA 4-3
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMA DE LAS ADAMELLITAS Y OTRAS ROCAS

Constitutivo	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	69.15	66.88	66.27	66.15	63.58
TiO ₂	0.56	0.57	0.66	0.62	0.64
Al ₂ O ₃	14.63	15.66	15.39	15.56	16.67
Fe ₂ O ₃	1.22	1.33	2.14	1.36	2.24
FeO	2.27	2.59	2.23	3.42	3.00
MnO	0.06	0.07	0.07	0.08	0.11
MgO	0.99	1.57	1.57	1.94	2.12
CaO	2.45	3.56	3.68	4.65	5.53
Na ₂ O	3.35	3.84	4.13	3.90	3.98
K ₂ O	4.58	3.07	3.01	1.42	1.40
H ₂ O	0.54	0.65	0.68	0.69	0.56
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.17	0.21	0.17
Normas					
qz	24.8	21.9	20.8	24.1	19.6
or	27.2	18.3	17.8	8.3	8.3
ab	28.3	32.5	35.1	33.0	34.1
an	11.1	16.4	14.5	20.8	23.3
C	—	—	—	—	—
CaSiO ₃	—	—	1.3	0.3	1.3
MgSiO ₃	2.5	3.9	3.9	4.9	5.3
FeSiO ₃	2.2	2.9	1.3	4.1	2.8
mt	1.9	1.9	3.0	2.1	3.3
il	1.1	1.1	1.4	1.2	1.2
ap	0.5	0.5	0.3	0.5	0.3
Número de análisis ..	121	137	115	58	50

^a Adamellita promedio.

^b Granodiorita promedio.

^c Riódacita promedio + riódacita-obsidiana.

^d Tonalita promedio.

^e Dacita promedio + dacita-obsidiana.

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 1954.

mente microclina perthita, microclina u ortoclasa. Unos cuantos granitos tienen textura orbicular. En otros granitos, los fenocristales de feldespato alcalino están envueltos por capas de plagioclasa sódica para producir la *textura rapakiwi*. En general, este fenómeno puede deberse a la asimilación de más material máfico por el magma silíceo. Por tal razón, esta textura está restringida a las facies híbridas de la intrusión, como en los granitos de Dartmoor y de St. Austell en Cornwall, en los granitos de Jersey y Brittany y en los de la región escandinava. En otros

casos, sin embargo, la textura rapakiwi parece ser el resultado de la cristalización simultánea del feldespato alcalino y la plagioclasa sódica bajo la influencia de sustancias volátiles.

La composición química media de las rocas ígneas de silíceas a ultramáficas aparece en la tabla 4-1. La composición química media y la norma de los granitos y otras rocas de estos clanes, así como sus equivalentes volcánicos, se presentan respectivamente en las tablas 4-2 y 4-3.

GRANITOS

Como los granitos son los más abundantes de todas las rocas plutónicas, ameritan una descripción más amplia.

Minerales de los granitos. Además de los minerales esenciales que se acaban de mencionar, los granitos pueden contener muchos minerales característicos. La muscovita y las micas de litio son los más comunes en los granitos de alto grado silíceo, en los alterados por acción de sustancias volátiles (neumatolisis) y en las aplitas y pegmatitas. La hornblenda verde común está ordinariamente presente, y por lo general aumenta en cantidad a expensas de la biotita cuando aumenta el contenido de plagioclasa. La anortoclasa está presente raras veces excepto en los granitos alcalinos. Los anfíboles sódicos como la *hastingsita*, la *riebeckita* y la *arfvedsonita* son típicos de muchos granitos alcalinos.

Los piroxenos son raros en el granito normal, pero en los alcalinos son comunes la egirina-augita y la acmita. En algunos granitos y pegmatitas puede haber un poco de olivino rico en hierro. La enstatita y la hiperstena están presentes en algunos granitos potásicos, y son característicos de los granitos que pertenecen a la llamada *serie charnockita*. Ellos ocurren en tales rocas en la India, Uganda, Suecia y la Antártida, en donde parecen haberse desarrollado por alteración del clinopiroxeno bajo la influencia de alta presión a gran profundidad (Cap. 11).

Se han registrado en los granitos innumerables minerales accesorios secundarios, pero aquellos siempre presentes incluyen el zircón, la esfena, la apatita, la turmalina, la magnetita, la epidota, la zoisita y la clinozoisita. El granate almandino se encuentra en algunos granitos, pero en los granitos-aplitas y en las pegmatitas, el granate característico es la esferartita.

Variedades de los granitos. Muchas variedades de los granitos se denominan con arreglo a los minerales característicos más prominentes, como el granito de muscovita, el granito de hornblenda, etc. Esta ha sido evidentemente la costumbre desde los tempranos días de la ciencia de la petrología. Zirkel (1866) describió las siguientes variedades del granito según la naturaleza de los minerales oscuros:

1. Granito de biotita (con o sin hornblenda)
2. Granito de muscovita
3. Granito de dos micas
4. Granito de hornblenda (con o sin biotita como accesorio)
5. Granito de hornblenda-biotita
6. Granito de turmalina.

H. Rosenbusch (1877) dio nombres ligeramente diferentes como sigue:

1. Granito en un sentido restringido, o granito de dos micas
2. Granitita o granito de biotita
3. Granito de hornblenda
4. Granito de diópsida
5. Granito de hiperstena
6. Granito de turmalina

con subdivisiones ulteriores entre los granitos alcalinos atendiendo a la presencia de egrina, acmita, riebeckita, arfvedsonita, etc. Aunque este método de tratamiento es una enumeración de variedades, es todavía muy usado no sólo para describir las rocas ígneas, sino también las sedimentarias y las metamórficas.

Se indicó en el Capítulo 3 que puede realizarse un agrupamiento más significativo de los silicatos oscuros existentes en las rocas, como lo explicó Shand, considerando la relación entre las moléculas de Al_2O_3 y las de Na_2O , K_2O y CaO presentes en estos minerales. Se establecieron cuatro tipos que fueron descritos como peraluminico, metaluminico, subaluminico y peralcalino. Sobre esta base, las variedades del granito pueden describirse como sigue:

1. *Granitos peraluminicos*. La mayoría de los granitos del mundo que contienen frecuentemente micas son de este tipo. Las variedades micáceas son preponderantes entre los granitos de Nueva Inglaterra, de la Front Range de las Montañas Rocosas, de Cornwall en Inglaterra, y de China del sur. El granito Conway de New Hampshire contiene abundante micropertita y ortoclasa sódica (70 por ciento). El granito de Pikes Peak en Colorado se caracteriza por grandes fenocristales de microclina color rosa carne en una pasta compuesta de cuarzo, oligoclasa y biotita en abundancia, teniendo como accesorios secundarios alanita, apatita, magnetita, fluorita y esfena. Aproximadamente una tercera parte del granito de St. Austell en Cornwall se compone de cantidades considerables de todas clases de micas y otros minerales cuarzo-feldespáticos.

2. *Granitos metaluminicos*. Algunos de estos granitos contienen biotita acompañada de hornblenda o de augita. Las rocas son por lo general un tanto más máficas y llevan más plagioclasa que las de los granitos peraluminicos, y así muchas de ellas pasan imperceptiblemente a granodiorita, monzonita cuarcífera y tonalita.

3. *Granitos subaluminicos*. Los granitos de este tipo son raros. Sus minerales máficos principales son los orto y clinopiroxenos, acompañados ocasionalmente por una pequeña cantidad de olivino. El ejemplo más conocido es el miembro final silícico de la serie Charnockita, siendo todas rocas graníticas portadoras de hiperstena. Una composición modal típica de tal roca, del monte St. Thomas, en Madrás, India, es la siguiente: microclina, 48; cuarzo, 40; oligoclasa, 6; hiperstena, 3; accesorios, 3. En el batolito de Blue Ridge de Virginia, los granitos de hiperstena contienen hasta 30 por ciento de cuarzo con ortoclasa y andesina como feldespatos. Algunos granofiros de las montañas Wichita del suroeste de Oklahoma son también subaluminicos.

4. *Granitos peralcalinos*. Estos granitos se caracterizan por sus anfíboles y piroxenos ricos en sodio y hierro, y algunos también por mucha anortoclasa y plagioclasa sódica. El granito de riebeckita de las montañas Wichita de Oklahoma y el granito Quincy de Massachusetts son excelentes ejemplos. Una composición modal típica del granito de riebeckita de Oklahoma es como sigue: cuarzo, 20; feldespato de potasio, 25; riebeckita, 25; egrina, 12; con el resto como minerales accesorios. Se han observado otros granitos peralcalinos en las lomas Kudru de Nigeria y en la región de Oslo en Noruega. El granito de egrina-riebeckita de grano grueso, de la isla atlántica de Rockall, conocido como *rockallita*, es de este tipo. Un microgranito de riebeckita bien conocido, la *paisanita* (de Paisano, Texas Oeste), representa al tipo de grano fino, la textura de la cual se parece a la de las riolitas.

Alteración deutérica de los granitos. Alteración deutérica se aplica a todas las alteraciones de una masa ígnea producida durante las últimas fases de la consolidación del magma o lava y como consecuencia directa de ella. Este término establece la distinción entre tales alteraciones y los cambios más estrictamente secundarios debidos a un período de alteración posterior.

Tres tipos principales de alteración debidos primordialmente a la acción de sustancias volátiles o *neumatolisis* están relacionados con la intrusión de los plutones graníticos. Ellos son la *turmalinización*, la *greisenización* y la *caolinización*.

Muchos granitos peraluminicos son ricos en minerales aluminicos tales como la turmalina, el topacio, etc., los cuales se encuentran especialmente en la facies marginal de los diques y filones de granito. La

turmalina es un mineral de formación tardía y sus cristales más grandes se encuentran comúnmente enclavados en granos de feldespatos y cuarzo. Los bien conocidos "soles radiados" de la turmalina en el granito, se forman a expensas del feldespato. Tal roca es estrictamente metamórfica, pero el cambio no fue acarreado por ningún agente externo al granito mismo; es un caso de autorreemplazamiento. Realmente, durante las etapas postmagmáticas de la consolidación, muchos granitos son alterados por líquidos y sustancias volátiles residuales que substituyen a los minerales constitutivos originales para producir un conjunto poco común de minerales como turmalina, topacio, casiterita, wolframita, fluorita, lepidolita y muscovita; al mismo tiempo la esfena, la ilmenita y la apatita son destruidas parcial o completamente, y sus elementos constitutivos contribuyen a la formación de más turmalina, rutilo y brookita. No pueden mencionarse mejores ejemplos de granitos turmalinizados que los de la luxullianita de St. Austell, en Cornwall, Inglaterra, y la turmalina con "soles" en el granito de Fitchburg, Massachusetts. El término *roca chorlo* (roca turmalínica) se aplica a un agregado formado por turmalina y cuarzo.

La *greisenización* es un proceso de alteración debido a la acción de sustancias volátiles. A las rocas resultantes se les llama *greisens*. Estas rocas ocurren comúnmente cerca de los bordes de los plutones graníticos, y forman bandas o cuerpos con apariencia de venas. Las más de ellas son rocas de casi pura mica y cuarzo, habiendo sido reemplazados completamente los feldespatos originales de los granitos por mica de litio. La muscovita, la zinnwaldita y otros minerales anhidros están asociados generalmente con este reemplazamiento. El topacio casi siempre está presente; otros minerales accesorios incluyen la turmalina, la casiterita, la wolframita, el rutilo y la fluorita. En las vetas de estaño de Cornwall y Sajonia se encuentran ejemplos bien conocidos de greisen.

En todavía otra condición física, los feldespatos del granito son atacados por sustancias volátiles tales como boro, flúor y bióxido de carbono, con formación del mineral llamado caolín (de Kao Lin, en China central del sur), que es el elemento constitutivo principal de la *tierra de porcelana*. Las tierras de porcelana de Cornwall y las rocas arcillosas asociadas con los depósitos de cobre que se encuentran en el poniente de los Estados Unidos son de esta naturaleza.

PROBLEMAS DE LOS PLUTONES GRANÍTICOS

El término "granítico" que se utiliza en esta sección comprende los magmas y rocas plutónicas de la clase silícica, que varían desde el granito propiamente dicho hasta la granodiorita y la tonalita. A continua-

ción se describen varios problemas relacionados con la petrología de los plutones graníticos.

Ocurrencia en el campo

El granito, la granodiorita, la tonalita y la diorita forman una asociación natural y son de ocurrencia muy extensiva en los terrenos precámbricos y en los batolitos de cadenas montañosas con plegamientos erosionadas. Las superficies superiores de muchos batolitos pueden estar expuestas sobre cientos y aun miles de kilómetros cuadrados. Según Phemister, el batolito de la cordillera (Coast Range) costera de la Colombia Británica es "probablemente el cuerpo plutónico más grande del mundo", con un afloramiento continuo por lo menos de 2,000 kilómetros de largo y hasta de 200 kilómetros de anchura. El área del batolito Vermilion de Minnesota es de aproximadamente 7,700 kilómetros cuadrados. El batolito Idaho en Idaho y Montana tiene una superficie de 6,000 kilómetros cuadrados, aunque sólo una pequeña parte de éste es granito masivo. La tabla 4-4 indica la extensión aérea de los batolitos principales en América del Norte. Para algunos batolitos bien conocidos en el oeste de los Estados Unidos véase la figura 4-2.

Algunos cuerpos de granito son intrusiones secundarias, como por ejemplo diques de anillo, troncos y lacolitos, y no son comparables en tamaño a los grandes batolitos de los núcleos montañosos de plegamiento ni a los de los terrenos precámbricos. El tronco granítico de la montaña Castle en Montana central tiene una sección de 12.8×7.2 kilómetros. El granito de la serie de magma de las montañas White de New Hampshire y Vermont abarca un grupo de rocas plutónicas y volcánicas secundarias marcadas por la preponderancia de complejos anulares (fig. 4-7). La intrusión compuesta de Red Hills de Skye es un cuerpo granítico de 10 a 13 kilómetros de diámetro.

Las dioritas cuarcíferas y las granodioritas son muy conspicuas en los batolitos del poniente de América del Norte. J. G. Moore ha estimado que las rocas graníticas constituyen 87.4 por ciento de las rocas plutónicas en 149 áreas estudiadas del poniente de los Estados Unidos (fig. 4-2), siendo el resto principalmente rocas ultramáficas y gabroicas. De 87.4 por ciento de rocas graníticas, la diorita cuarcífera (14,965 Km²) y la granodiorita (8,450 Km²) forman 33.7 y 19.1 por ciento, respectivamente.

En 1915, sugirió Lindgren que las rocas plutónicas mesozoicas y cenozoicas de la región de cordilleras del oeste de Norteamérica son de naturaleza zonal y composición transitorias. Las intrusiones parecen haber comenzado en el lado oeste por erupción de magma máfico

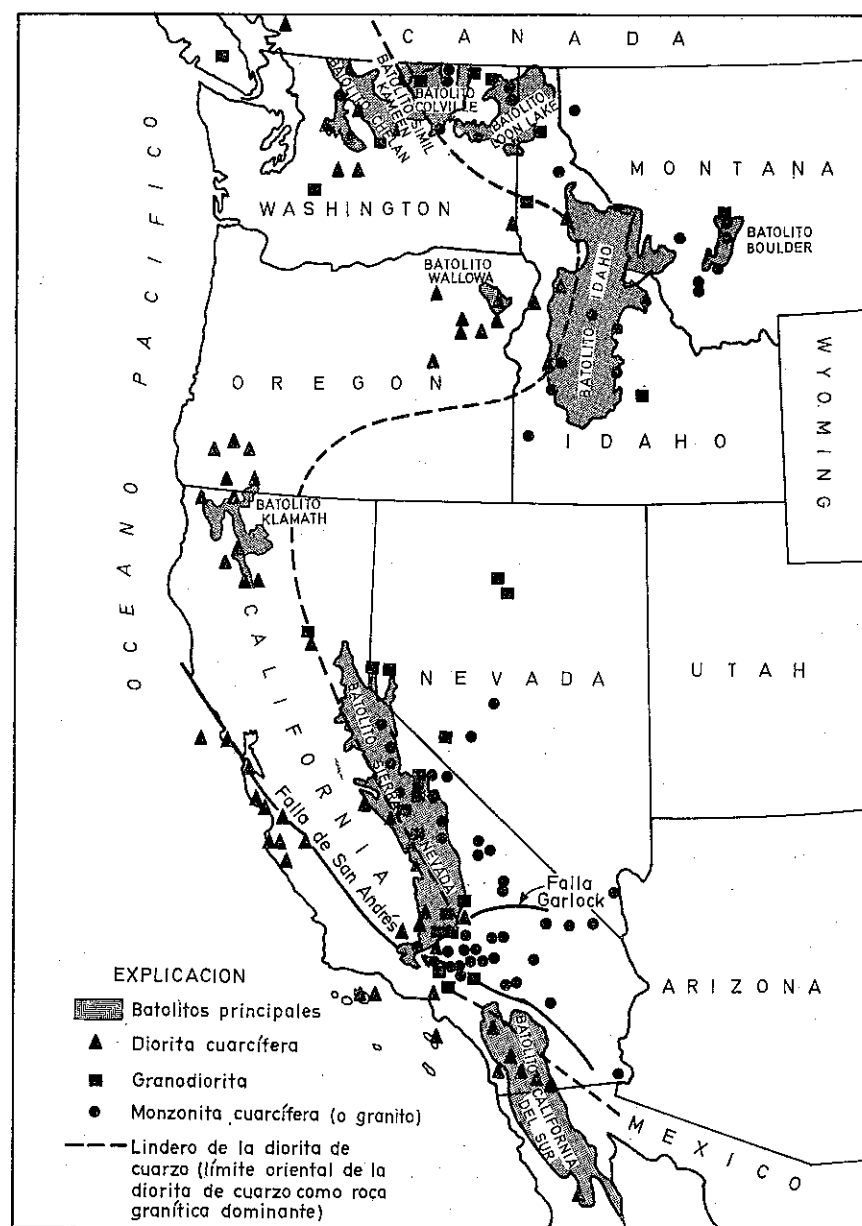


FIG. 4-2. Tipos dominantes de rocas graníticas en 149 áreas de levantamientos cartográficos del poniente de los Estados Unidos. El lindero de la diorita cuarcífera marca el límite oriental de esta roca como roca granítica dominante. (Modificado ligeramente de J. G. Moore, *J. Geol.*, 1959.)

y haberse extendido gradualmente hacia el Este, mientras la composición se hizo más silícica y finalmente granítica. Buddington señaló que los intrusivos de la cordillera costera de Alaska pueden ser dispuestos también en una serie de fajas progresivamente más ricas en SiO_2 y K_2O hacia el Este, e hizo observar la estrecha semejanza entre esta división por zonas y la del batolito de la Sierra Nevada.

Por recopilación de levantamientos geológicos y estudio de análisis químicos de rocas graníticas del Mesozoico y Cenozoico, Moore indicó

TABLA 4-4
BATOLITOS PRINCIPALES DE AMÉRICA DEL NORTE
(en kilómetros cuadrados)

Terciario	
Snoqualmie	640
Mioceno de Idaho	1,025
Boulder	3,075
Mesozoico	
Alaska y Canadá	
Coast Range	186,900
Omineca-Cassiar	17,900
Skagway	10,250
Talkeetna	12,800
Nelson	10,250
Estados Unidos	
Idaho	46,100
Colville	10,500
incluyendo Osoyoos, Similkameen y Chelan (4,600 Km ²)	
Kaniksu	10,750
Wallowa	1,275
Sierra Nevada	40,950
Inyo	340
California del Sur	12,800
México	
Baja California	43,500
Paleozoico	
Terranova	38,400
Nueva Escocia	14,075
Nueva Brunswick	8,950
Nueva Inglaterra	
White Mountain	1,790
Sterling	1,275
Precámbrico	
Mamparo canadiense (batolitos estimados)	4,096,000
Sherman	4,350
Pico Pikes	3,850

FUENTE: A. Knopf, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 1955.

que existe una relación entre la composición y la distribución geográfica de las rocas en el poniente de los Estados Unidos. Las rocas de la zona occidental son predominantemente diorita de cuarzo; las rocas de la zona oriental son predominantemente monzonita cuarcífera y granodiorita. A la línea que separa estas dos zonas se la llama *línea límite de la diorita de cuarzo* (fig. 4-2). Esta línea cruza a la línea divisoria entre la Colombia Británica y Washington cerca del meridiano 120°, cambia de rumbo hacia el Sureste siguiendo el borde poniente del batolito de Idaho, gira para tomar una tendencia hacia el Suroeste atravesando la parte oriental de Oregon, cambia de rumbo hacia el Sur para pasar por California, continuando en el borde occidental del batolito de la Sierra Nevada y entra a México al oriente de la masa principal del batolito de California del sur. Moore ha sugerido que el contraste entre las composiciones de las rocas graníticas de las dos zonas es una consecuencia del contraste existente entre las diferencias de composición de la corteza terrestre antes del emplazamiento de las rocas graníticas.

Algunas veces está definido con precisión el borde de una intrusión granítica grande. Los contactos de la granodiorita de Grass Valley en California con las rocas adyacentes son comúnmente tan marcados que las dos rocas pueden estar representadas por un solo ejemplar de mano. Pero también es común un tipo de contacto diferente, caracterizado por la presencia de una zona angosta de rocas contaminadas y por la ausencia de un contacto bien definido. En los contactos del granito y la caliza, por ejemplo, el SiO_2 y el Al_2O_3 son separados del magma para convertir carbonatos en silicatos tales como la diópsida, la wollastonita y la grosularita. El granito contaminado puede convertirse en granodiorítico o diorítico. En algunos casos puede desarrollarse una zona marginal rica en feldespato alcalino y portadora de piroxeno sódico. Los granitos que contienen cordierita, andalucita y sillimanita son producidos generalmente por asimilación de rocas aluminicas sedimentarias de los respaldos (véase Capítulo 11, METAMORFISMO DE CONTACTO).

La reacción entre el magma granítico intrusivo y los gabros invadidos se ve ejemplificada en el compuesto Red Hills de Skye. El cuerpo granítico ha incorporado fragmentos de gabro más antiguo que muestran todas las fases del reemplazamiento y la recrystalización. El olivino, el piroxeno y la plagioclasa cálcica del gabro son cambiados parcial o completamente por hornblenda, biotita, feldespatos alcalinos y cuarzo, y luego son separados del magma granítico. Cuando la reacción está completa, ha desaparecido toda señal de los xenolitos. Los contactos del granito y el gabro en el lago Manapouri en Nueva Zelanda se caracterizan por una zona contaminada, de varias veintenas de metros de anchura. En este caso las rocas de los respaldos son metagabros; la alteración

progresiva de las rocas ocasionada por el magma granítico provoca la formación de plagioclasa subcálcica, biotita y apatita, y la introducción de cuarzo. En las etapas avanzadas se han formado feldespatos de potasio. El granito también ha sido afectado por el proceso de contaminación. El feldespato de potasio presente en el granito se ha vuelto subordinado en gran parte a la albita. Aun a distancias de varios cientos de metros del contacto, los minerales constitutivos oscuros del granito son principalmente microxenolitos derivados del metagabro.

En un inmenso batolito de granito, la roca es por lo general de composición variable. La variación puede ser progresiva del centro hacia el borde. Los granitos verdaderos son las rocas dominantes de muchos complejos plutónicos silíceos. Con ellos pueden estar asociadas la granodiorita, tonalita, monzonita cuarcífera o sienita en cantidades de carácter secundario. Por regla general, las zonas marginales de un plutón granítico pueden ser de composición más máfica, tonalita o diorita. En una área de muestreo de 5,500 kilómetros cuadrados situada en el complejo ígneo del altiplano de Adirondacks, en Nueva York, las rocas, según Buddington, constan de granito de hornblenda y *alaskita* de biotita (granito con poco o nada de minerales máficos), 47 por ciento; granito de microclina, 11 por ciento; sienitas de augita e hiperstena, 26 por ciento, y de las áreas de los bordes, que están compuestas de 16 por ciento de migmatita (roca mezclada), metasedimentos y anfibolitas. El tronco granítico, de 13×67 kilómetros de sección, situado en la montaña Castle en Montana central, es predominantemente un granito de biotita-hornblenda, con el cual están asociados cuerpos secundarios de diorita, sienita y otras rocas máficas afines. El muy conocido granito Vermilion de biotita, de color claro, de Minnesota, descrito por Grout (tabla 4-5), muestra todas las gradaciones, desde el granito gnéisico hasta el granito masivo, a lo largo de su borde norte. Pero a lo largo de su lindero sur, este granito está bordeado en una longitud de muchos kilómetros, por una serie de rocas intermedias, que varían desde granodioritas, sienitas, dioritas, shonkinitas y gabros sódicos hasta hornblenditas; apenas se ve un cambio del granito a la hornblendita.

En otros casos, la variación de roca en un batolito tiene lugar en la dirección vertical. Según Clapp, el gran batolito del condado de Essex, en Massachusetts, parece ser una transición continua entre la granodiorita que forma su parte superior y la gabrodiorita y rocas relacionadas hacia la base. En los lacolitos, lopolitos y hojas intrusivas (sills), se observa también con frecuencia la transición del granito en la parte superior al gabro y rocas máficas afines en la parte inferior. Como la mayoría de estos cuerpos ígneos son predominantemente máficos y ultramáficos, serán tratados en una sección más adelante.

En las regiones de intensa deformación y metamorfismo, los contactos entre el granito y las rocas circundantes se caracterizan por rocas fajeadas o con rayaduras, que son resultado del entremezclamiento de los materiales del granito con las rocas regionales. Las rocas fajeadas se conocen en general como "gneis", y los diversos grados de entremezclamiento son indicados de un modo general por el empleo de términos

TABLA 4-5
GRADACIÓN DE ROCA A LO LARGO DEL BORDE NORTE DEL BATOLITO
VERMILION, MINNESOTA

Tipo de roca	Cuarzo	Orto-clasa	Plagio-clasa	Horn-blenda	Accesorios
Granitos centrales, 85-90 por ciento de la masa	43	10	42	5	—
	35	12	48	4	1
	26	28	41	5	—
	26	19	49	5	1
	19	23	51	7	—
	22	29	42	5	2
	20	24	49	5	2
	14	31	45	9	1
	30	20	40	10	—
	21	22	50	5	2
Granitos de los bordes	20	65	10	—	5
	12	20	55	13	—
	18	11	32	27	12
Sienitas y dioritas de los bordes	10	32	40	15	3
	5	25	45	20	5
	—	7	80	8	5
Shonkinitas	6	14	26	53	1
	3	8	22	65	2
Hornblendita	—	5	2	93	—

tales como "granito gnéisico" o "granito gneis" para aquellos en los que predomina el material granítico, y "gneis de inyección", "gneis compuesto" o "migmatita" para los que constan en alto grado de material de origen sedimentario. Muchas de las masas de granito de las defensas (escudos) continentales del Precámbrico de todas las partes del mundo, tienen este carácter gnéisico en parte, y es corriente llamarlas gneis, gneis glandular (augen) o granito, indiferentemente.

Para recapitular la distribución de las rocas graníticas, merece mención el agrupamiento de los cuerpos graníticos en tres clases establecido por R. H. Rastall.

1. Las enormes masas, generalmente gnéisicas, de los escudos continentales precámbricos.

2. Los batolitos núcleo de las cordilleras de plegamientos montañosos.

3. Las masas graníticas intrusivas de tamaño relativamente pequeño, es decir, diques, diques de anillo, lacolitos, sills, etc.

Mecanismo de emplazamiento del granito

Uno de los asuntos sujetos a más controversia en la petrología de las rocas ígneas es el modo en que se han emplazado los granitos. La mayoría de los geólogos estarían acordes probablemente en que los grandes plutones graníticos pueden emplazarse de varias maneras. Pueden considerarse tres mecanismos de emplazamiento, a saber, por excavación, por inyección forzada y por reemplazamiento metasomático o granitización.

EXCAVACIÓN MAGMÁTICA

El concepto de *excavación magmática*, como fue propuesto por Daly en 1903, significa que un cuerpo de magma excava o abre su camino hacia arriba dentro de la corteza terrestre. El techo de la cámara del magma es fracturado. Cualquier bloque de las rocas del techo, por su peso específico mayor que el del magma, se hundirá. Al dislocamiento de piezas relativamente pequeñas de la roca del techo, ya sea en una sola o en varias "lloviznas", puede llamársele *excavación fragmentaria*, la cual es una variedad del proceso de la excavación magmática. Los bloques del techo, así como las rocas regionales, pueden hundirse a gran profundidad, en donde pueden sufrir una reacción con el magma caliente y ser asimiladas por él. De este modo el magma puede irse abriendo gradualmente su camino hacia arriba dentro de la roca regional. La fracturación de la roca regional o encajonante puede deberse a causas térmicas o mecánicas. Como el magma en su recorrido ascendente calienta a la roca regional fría, la dilata y la desintegra, especialmente si el calentamiento es rápido. La fracturación mecánica es probablemente aún más importante, porque las rocas regionales están sujetas a numerosas fuerzas que originan esfuerzos de torsión, de tracción, fractura y empuje de las rocas laterales por el magma invasor.

Innumerables xenolitos encontrados en muchos plutones atestiguan la realidad del proceso de excavación (fig. 4-3), y en algunos contactos es posible observar lengüetas de roca ígnea envolviendo a la roca regional. Debido a la excavación fragmentaria, las paredes de un plutón pueden ser rasgadas e irregulares. Por otra parte, los xenolitos son raros en muchos batolitos y troncos. Además, el peso específico de las rocas comprendidas debe ser favorable. Si el peso específico es más bajo que

el de la roca sólida correspondiente, un magma pudo excavar su camino dentro de rocas de composición química similar. Pero si el peso específico de un magma máfico es tan alto como el de las rocas graníticas silíceas, el proceso de excavación fragmentaria no pudo ser eficaz. Debe agregarse que las rocas sedimentarias, en general, tienen un peso específico inferior al del magma.

El hundimiento o abatimiento en forma de cazo, ya mencionado en el Capítulo 3, difiere de la excavación fragmentaria sólo por el tamaño

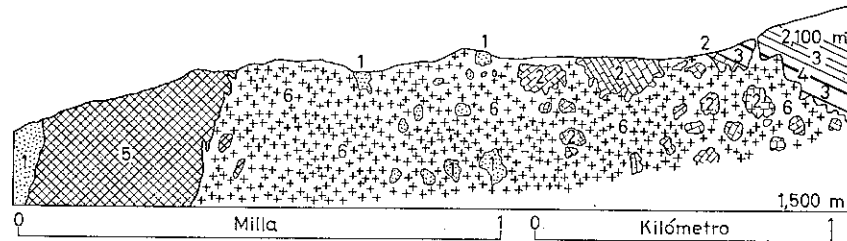


FIG. 4-3. Sección de tronco de monzonita, Distrito Tintic, Utah, mostrando grandes xenolitos de rocas de las paredes y del techo, derrumbados, pero finalmente mantenidos a niveles relativamente altos por la consolidación del magma. (1) Cuarzita cámbrica. (2) Dolomita cámbrica. (3) Caliza ordoviciana. (4) Cuarzita ordoviciana. (5) Riolita terciaria. (6) Monzonita terciaria. (Según G. E. Loughlin, U. S. Geol. Survey Profess. Paper 107, lámina 5, 1919. Reproducido de R. C. Daly, "Igneous Rocks and the Depth of the Earth", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1933.)

de los bloques que intervienen en el proceso. Mientras que en el hundimiento en forma de cazo o de paila los bloques que se hunden se miden en kilómetros, los bloques desprendidos en el proceso de excavación fragmentaria se miden sólo en metros. Según Billings, el hundimiento subterráneo en forma de cazo puede dar origen a un dique de anillo o a un tronco, dependiendo de la magnitud de hundimiento del bloque central y de la profundidad de la erosión. Por ejemplo, en la figura 4-4, si la erosión penetra hasta *QR*, quedarán expuestos dos diques en forma de anillo. Si, en cambio, la erosión penetra solamente hasta *MN*, quedará expuesto un cuerpo intrusivo circular con todas las características de un tronco. Billings llega además a la conclusión de que el mecanismo del hundimiento en forma de cazo explica la rareza de la presencia de pequeñas inclusiones en muchos troncos y batolitos, y que esta hipótesis es acorde con las paredes lisas tan típicas de muchos troncos y batolitos.

Más de 120 diques en forma de anillo y 35 complejos de diques anulares han sido registrados en muchas partes del mundo. Algunos de

estos complejos tienen un bloque central de rocas volcánicas que ha sufrido hundimiento. Otros tienen lo que puede llamarse un tronco central, y los troncos centrales están compuestos generalmente por rocas graníticas. Los troncos y batolitos alcalinos de New Hampshire (fig. 4-7) y de Noruega (fig. 4-8) son complejos compuestos formados por diques de anillo y troncos, y han alcanzado por tanto su posición en el nivel superior de la corteza por excavación de fracturas anulares. Los complejos de diques de anillo son más bien raros en los cinturones o fajas

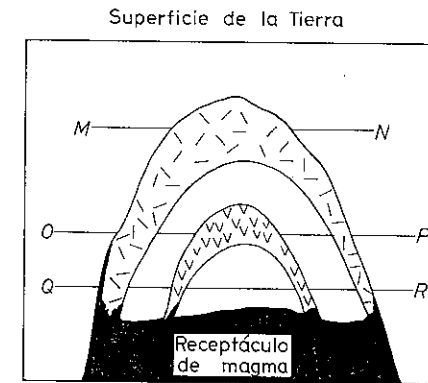


FIG. 4-4. Hundimiento subterráneo de cazo. Las áreas en blanco representan roca regional más antigua. Los trazos cortos de orientación variable representan una intrusión; el área de V representa una segunda intrusión. MN, OP y QR son unos cuantos de los muchos niveles a los que puede cortar la erosión. (Adaptada de M. P. Billings, Trans. N. Y. Acad. Sci., 1943.)

orogénicos. El hundimiento subterráneo en forma de cazo puede haber sido importante para los batolitos, pero los hundimientos individuales pueden haber sido de tal magnitud que sólo han quedado expuestos troncos más que diques en forma de anillo.

INYECCIÓN FORZADA

Que el magma puede ser emplazado por *inyección forzada* lo demuestran claramente los lacolitos, descritos en el Capítulo 3. De modo semejante, en la mayoría de los diques, sills y lopolitos, las paredes se separan porque la presión hidrostática ejercida por el magma sobrepasa a la presión litostática existente sobre las rocas. El concepto de la inyección forzada fue subrayado especialmente por Hans Cloos. Este investigador señaló que en muchos casos la exfoliación, diques, juntas, fallas y otros rasgos estructurales asociados con un plutón, están rela-

cionados sistemáticamente con la intrusión del magma. El magma, en su ascenso vertical, empuja hacia arriba a la roca suprayacente. El movimiento del magma puede ser producido totalmente por la influencia de la gravedad; es decir, un magma más ligero que las rocas circundantes, tiende a moverse hacia arriba. En otros casos, los cuerpos magmáticos pueden ser empujados por todos lados por fuerzas orogénicas.

J. A. Noble ha descrito un ejemplo de formación de domo relacionada con la inyección forzada. Los pequeños diques riolíticos del Eoceno que se encuentran en las Black Hills de Dakota del Sur fueron inyectados en forma forzada dentro de los esquistos precámbricos de fuerte pendiente y las rocas paleozoicas casi tendidas. Otros diques y troncos más grandes deformaron a los estratos paleozoicos casi planos. Las intrusiones son la causa de la formación de domos. Aunque una parte del espacio ocupado ahora por las intrusiones fue abierto empujando a los esquistos hacia los lados, gran parte de él se abrió también por empuje de placas de esquisto hacia arriba entre las zonas de falla. Noble llegó también a la conclusión de que un cuerpo tan grande como el batolito compuesto de la Sierra Nevada fue inyectado en gran parte del mismo modo. Cloos ha llegado también a una conclusión un tanto semejante.

GRANITIZACIÓN

Muchos petrólogos han aceptado en los años recientes la idea de que los grandes cuerpos plutónicos como los troncos y los batolitos se formaron por *reemplazamiento metasomático* o *granitización*. Aunque el término granitización se emplea con muchas acepciones, en este libro se refiere a un grupo de procesos por medio de los cuales las rocas sólidas son cambiadas en rocas de composición y textura graníticas, sin pasar por una etapa magmática.

La teoría de la granitización ha sido revisada y discutida extensamente.¹ La mayoría de los petrólogos concuerdan en que es válido el concepto de la granitización, pero existe un desacuerdo total respecto a su mecanismo y alcance. Algunos creen que virtualmente todas las rocas graníticas son recrystalizadas a partir de rocas más antiguas; otros están convencidos de que la granitización es una peculiaridad secundaria localizada en las zonas de contacto de las grandes masas de granito que han pasado por una etapa magmática. También hay divergencia de opinión respecto a si la recrystalización tiene lugar en presencia de fluidos en abundancia o si es el resultado de la reconstitución de elementos químicos por difusión iónica a través de la roca en un estado seco. Se ha discutido considerablemente acerca de las cantidades y cla-

¹ *Geol. Soc. Am., Mem.* 28, 1948.

ses de materiales que son agregados o quitados de las rocas que sufren la granitización. Para convertir una arcosa (arenisca rica en feldespato) en granito se requeriría solamente recrystalización. Pero para convertir una arenisca de puro cuarzo en granito, se requiere agregar potasa, alúmina, sosa y cantidades más pequeñas de cal, hierro y magnesia. Si no hubiera cambio de volumen habría que quitar una cantidad considerable de sílice. Para transformar una pizarra de grano fino (teguilina) en granito, sería necesario sustraer alúmina, magnesia, hierro y agua, y agregar sílice, potasa y sosa. La caliza se considera en general como resistente a la granitización.

P. Eskola cree que el agente motivador de la granitización es el magma, y sugiere que el granito es inyectado en forma forzada como cuerpos pequeños y reemplaza gradualmente a las rocas encajonantes. Los ejemplos presentados a continuación han sido escogidos como muestra del principio anterior.

El tronco de Swedes Flat de California, descrito por R. R. Compton, es típico. La masa principal del tronco es de aproximadamente 8×12 Km de diámetro. La masa preponderante del tronco es de granodiorita y tonalita, con alrededor de 7 kilómetros cuadrados de rocas dioríticas gabroicas. Los cambios regulares y graduales desde la red incipiente de rocas gabroides y anfibolita (roca metamórfica de hornblenda y feldespato) pasando por una zona de rocas mezcladas, a las rocas graníticas cargadas de inclusiones y luego a rocas graníticas con sólo unos cuantos grumos de hornblenda indefinidos sugiere que las rocas graníticas han pasado por estas etapas en su desarrollo. Compton saca la conclusión de que la ausencia de estructuras de flujo sugiere un origen de reemplazamiento para las rocas homogéneas, así como el hecho de que las inclusiones exfoliadas se ajustan a la prolongación de la exfoliación de la roca encajonante a través del plutón más bien que cualquiera indicación de movimiento moderado dentro de él. El sugiere que la mayor parte de la granitización fue producida por fluidos que se movieron en canales abiertos y que la fuente de estos fluidos fue probablemente un magma que formó el núcleo del tronco de Swedes Flat. Tal magma se hubiera emplazado a un nivel más bajo que el de las rocas como están expuestas ahora.

Las facies del granito Pellisier del batolito Inyo de California-Nevada de la última edad mesozoica, ha sido interpretado por G. H. Anderson como una facies del techo de un batolito principal desarrollado en su sitio por recrystalización y reemplazamiento de ambas rocas sedimentarias e ígneas. Este granito tiene inclusiones en abundancia. Anderson sugiere el origen de reemplazamiento basándose en la evidencia de campo de cambio gradual entre la roca regional y el granito, de la

herencia de una estructura de semejanza muy estrecha a la estratificación, la variabilidad de composición del granito y la evidencia microscópica de reemplazamientos sucesivos, especialmente albitización. La parte reconocida del granito Pellisier es de 56 kilómetros de largo. El granito Pellisier es en su mayor parte un granito de hornblenda, mientras que la parte principal del batolito es un granito de biotita. Anderson ha inferido que las soluciones que efectuaron el desarrollo del granito Pellisier provinieron del magma subyacente, el cual se cristalizó para formar la parte principal del batolito. En las rocas de los bordes del batolito, a profundidad, se han formado gneis migmatíticos.

El batolito Chilliwack de Washington, descrito por Misch, proporciona un ejemplo al cual se ha aplicado el proceso de granitización para explicar el desarrollo de un batolito en la última etapa del Mesozoico. El batolito tiene aproximadamente 56 Km de largo y de 8 a 16 Km de anchura en Washington, extendiéndose hacia el Norte dentro de la Colombia Británica. Las rocas regionales son en su mayoría rocas metamórficas como filitas, cuarcitas, mármoles, rocas verdes (greenstones), esquistos verdes y anfibolitas. Misch ha inferido que la granodiorita y la diorita cuarcífera del batolito son el resultado de un proceso de granitización continuado que primero dio origen a una serie de gneis graníticos y luego a grandes cuerpos graníticos carentes de dirección con transiciones graduales entre ellos. Según esta interpretación, las rocas regionales fueron empujadas hacia los lados a lo largo de una parte del contacto, pero en parte se ha considerado que la granodiorita se movió en forma de masa cristalina plástica y se introdujo entre las rocas metamórficas. Varios cuerpos más pequeños aparecen como troncos intrusivos aislados que han forzado su camino empujando hacia los lados a las rocas metamórficas. Se supone que el magma de estas intrusiones se ha formado a profundidades inferiores al nivel expuesto ahora como culminación final en un largo proceso de granitización y movilización.

Los granitos de dimensiones batolíticas que se han formado por granitización en el Precámbrico, y en especial los de la defensa o escudo canadiense, han sido descritos por muchos autores. D. S. Robertson describe los gneis, cuerpos de apariencia de granito en el área de Batty Lake, Manitoba, como cuerpos de tamaño batolítico, de apariencia de troncos, y también de sills. Los cuerpos más grandes muestran plegamientos complejos de gran extensión, semejantes a los de las formaciones sedimentarias, pero que en su afloramiento son granodioritas, tonalitas y granitos con exfoliación bien definida, pasando gradual e imperceptiblemente a rocas de manifiesto origen sedimentario. Manifiesta que la granitización comienza con la formación de albita-oligoclasa

en las rocas sedimentarias, produciendo rocas anotadas en los mapas como gneis granitizados, y continúa con la formación tardía de microclina para formar cuerpos de gneis granitoide que se pudo haber vuelto móvil. Más adelante concluye Robertson que la causa de la granitización y de los fenómenos conexos en esta área es la proximidad del material magmático a profundidad.

Los criterios para reconocer los plutones graníticos formados por reemplazamiento en su lugar originario son numerosos, y la descripción y valoración detallada de los mismos queda fuera de la extensión de esta obra. Sin embargo, son dignos de atención unos cuantos criterios de campo y algunas características mineralógicas en las rocas granitizadas.

1. El contacto entre la roca plutónica y la roca regional es de variación gradual. La zona de transición varía grandemente, desde unos cuantos metros hasta cientos de metros o kilómetros de ancho.

2. Los mismos rasgos estructurales encontrados en las rocas regionales continúan en las rocas plutónicas. Tales peculiaridades comprenden la orientación paralela de los esquialitos, la similitud litológica, la continuación de los planos de estratificación y la exfoliación, dentro de la masa granítica.

3. La segregación de minerales en capas paralelas sugiere la separación en capas o estratificación en las rocas originales.

4. Más de una variedad de plagioclasa se encuentra en granos separados.

5. Se encuentran presentes minerales tales como la sillimanita, la clorita, etc., que son comunes en las rocas metamórficas.

Al reemplazamiento metasomático que puede tener lugar durante un período de deformación se le llama *granitización sintectónica* (también *granitización sinorogénica* o *sincinemática*). La *granitización estática* es el reemplazamiento que ocurre sin deformación contemporánea.

Misch describe una área del noroeste de la provincia de Yunnan, China, que exhibe granitos formados por granitización estática. Los sedimentos mesozoicos de suave inclinación (mantos rojos) han sido reemplazados por "pórfido de granodiorita". La evidencia citada por Misch en apoyo de la granitización es la siguiente: 1) el contacto de los cuerpos graníticos trunca en forma definida a los sedimentos de suave inclinación; 2) dentro del "pórfido de granodiorita" se conserva la misma característica estructural plana; 3) las pequeñas manchas aisladas de "pórfido de granodiorita" que se encuentran dentro de los sedimentos son claramente el resultado de un reemplazamiento, y 4) la pasta entre los "fenocristales" conserva la textura de los sedimentos originales.

La granitización sintectónica es ejemplificada por las rocas de la región Nanga Parbat, en la zona interna cristalina noroeste del Himalaya (fig. 4-5). En esta formación, la gradación de clase de las filitas se manifiesta hacia el Norte (véase la esquina sureste del mapa) a lo largo de su rumbo, a esquistos; éstos a su vez cambian de modo gradual a gneis fajeados, y finalmente a gneis granítico. La transformación química que intervino en la granitización sintectónica de esta área es la introducción de potasa y sílice.

Los pasos de sedimentos metamórficos de los grados más bajos a los grados más altos y de rocas químicamente inalteradas a rocas intensamente granitizadas quedan así expuestos magníficamente en secciones continuas; la peculiaridad más notable que exhiben es la relación íntima y el aumento simultáneo del metamorfismo regional progresivo y de la granitización sintectónica. Cuanto mayor es el grado de metamorfismo, más completa se vuelve la granitización. Como la sucesión de zonas y facies minerales de metamorfismo regional ha demostrado ser exclusivamente una función del aumento de temperatura, la elevación de la temperatura y la infiltración creciente de las soluciones granitizantes van paralelas. Misch subraya que el metamorfismo regional de alto grado y la granitización sintectónica están invariable y necesariamente ligados. Son expresiones de un mismo proceso.

Se han descrito arriba tres mecanismos para el emplazamiento de las rocas plutónicas; es difícil decidir la importancia relativa de estos varios mecanismos. Por la experiencia de campo es imposible escapar a la conclusión de que muchas rocas ígneas han sido potentemente inyectadas. Los contactos cruzados pueden explicarse por reemplazamiento metasomático y no son en sí mismos suficiente evidencia de la excavación. Por otra parte, los contactos afilados, templados superficialmente son difíciles de explicar por el reemplazamiento. La mayoría de los petrólogos concuerdan en que algunas rocas plutónicas se han formado por reemplazamiento metasomático; la controversia surgida entre ellos es en cuanto al alcance o hasta qué punto dicho reemplazamiento ha tenido lugar.

Los que apoyan la granitización sugieren que en muchos casos la masa blanda y espesa, compuesta de cristales y líquido intersticial, puede ser capaz de moverse e introducirse en la roca regional. Este material no diferiría mecánicamente en ningún respecto importante de un magma parcialmente cristalizado. Las rocas de reemplazamiento metasomático serían simplemente zonas de contacto afines a tal magma. Eskola cree que la fuerza impulsora en la granitización es el magma, y que el granito es inyectado forzosamente como pequeños cuerpos y reemplaza gradualmente a las rocas más antiguas.

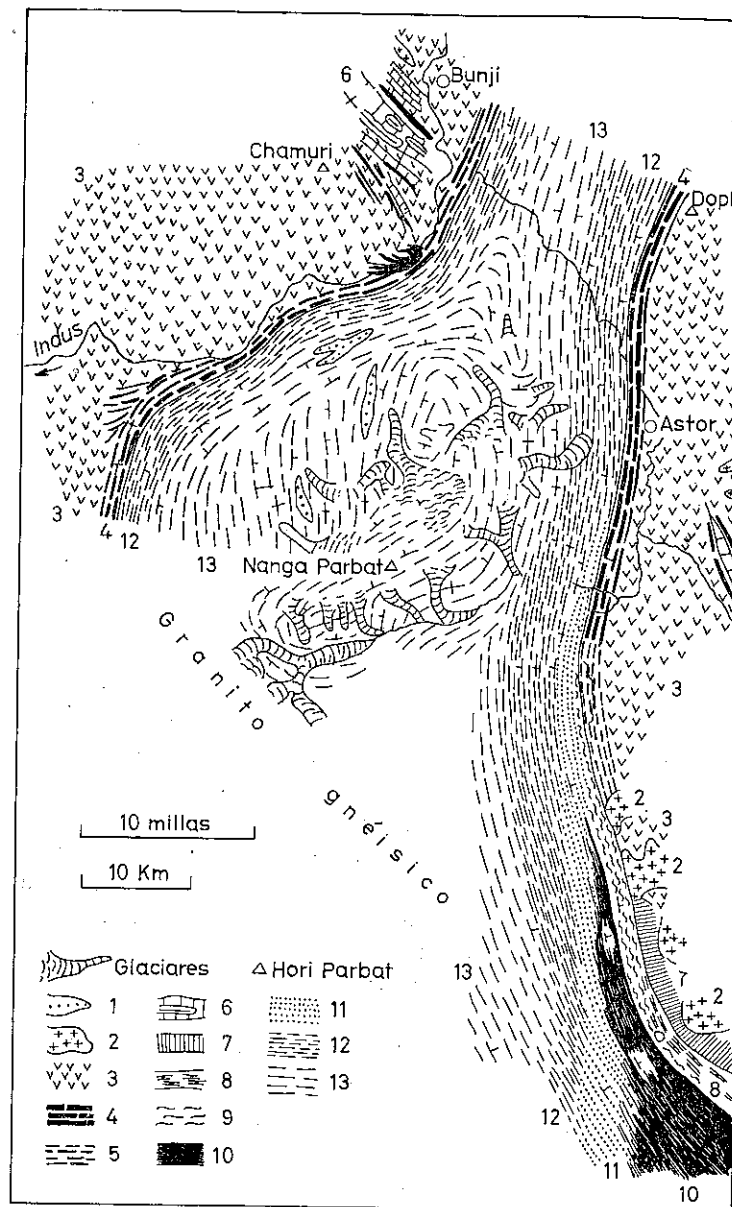


FIG. 4-5. Granitización sintectónica. Área de Nanga-Parbat, montañas del Himalaya. (1) Granito de turmalina. (2) Diorita cuarcífera. (3) Norita. (4) Anfibolita. (5) Esquisto verde. (6) Mármol. (7) Basalto. (8) Toba. (9) Toba pizarrosa. (10) Toba. (11) Esquisto. (12) Gneis fajeado y gneis "ojoso". (13) Gneis de granito. (Según P. Misch. *Am. J. Sci.*, 1949.)

La tarea de un petrólogo consiste en estudiar el origen y la composición del magma, y determinar en el campo si el plutón se formó en su lugar original o si procede de alguna fuente extraña. Si procede de una fuente extraña, el problema del emplazamiento atañe al nivel de intrusión o zona de emplazamiento en la corteza terrestre.

Zonas de emplazamiento del granito

Daly ha citado cierto número de cantidades estimadas, que varían desde 400 a 6,000 m, para el espesor de las rocas de cubierta que yacen sobre los grandes cuerpos de rocas plutónicas. La mayoría de las rocas plutónicas expuestas hoy sobre la superficie de la Tierra se cristalizaron probablemente a profundidades que varían desde unas cuantas veintenas de metros hasta alrededor de 19 Km. Una exposición sumamente estimulante y una revisión crítica del problema del emplazamiento del granito es la de A. F. Buddington, de cuyo trabajo se ha hecho el resumen siguiente.

El emplazamiento del granito se trata con énfasis sobre las estructuras interna y externa de los plutones dentro de diferente temperatura y profundidad o zonas de intensidad de la corteza. Puede considerarse que la intensidad del metamorfismo regional (véase el Capítulo 11) aumenta de manera más o menos uniforme con la profundidad, y por tanto proporciona un indicador de la misma. La condición física de las rocas regionales en el tiempo del emplazamiento es otro factor. El término *zonas* como se utiliza para denominar a las zonas de emplazamiento del granito se refiere realmente en una parte substancial a la intensidad de la corteza más bien que estrictamente a zonas de profundidad. Los plutones se clasifican según su emplazamiento en tres zonas de la corteza terrestre; éstas son la epizona, la mesozona y la catazona.

Puede considerarse que la *epizona* se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 6.4 Km. Una profundidad de 6.4 Km con extensión en ocasiones hasta 9.6 Km parece un cálculo razonable para la base de la epizona. La temperatura de la epizona puede estimarse en aproximadamente 250° C. La profundidad de la base de la *mesozona* o parte superior de la *catazona* tiene de modo semejante una variación considerable, quizá tan somera como unos 8 Km hasta tanta como 16 Km. Puede estimarse que la temperatura de la mesozona varía desde poco más o menos 250 a 350° en su parte superior hasta de 500° C. en la base.

A profundidades de 14.4 a 20.8 Km la temperatura puede alcanzar valores de 600 a 700° C. En la figura 4-6 se muestran las relaciones posibles de profundidad para las tres zonas.

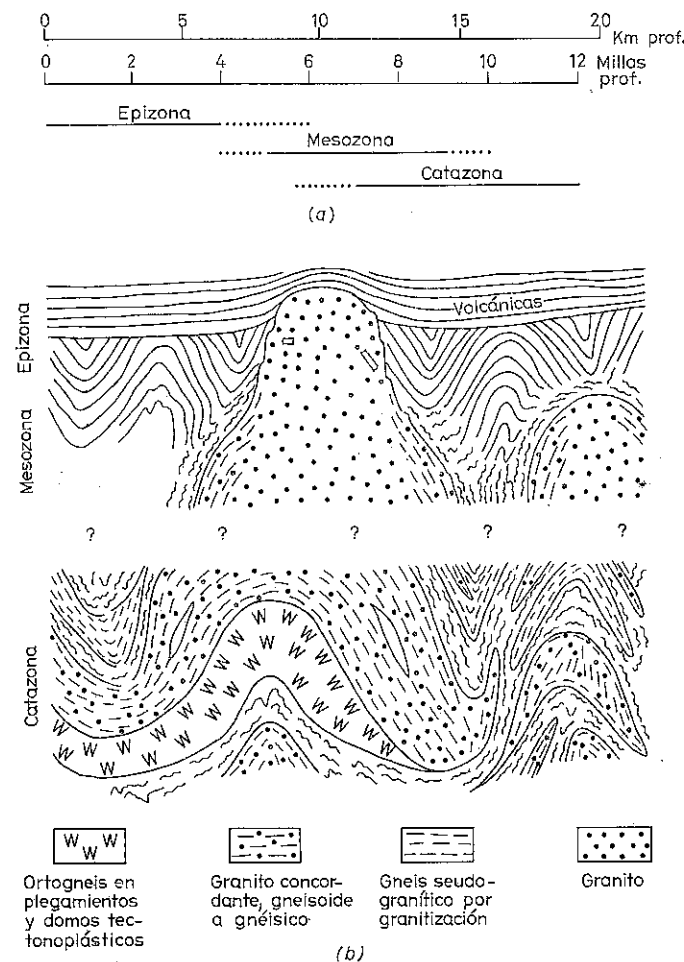


FIG. 4-6. (a) Relaciones esquemáticas de las zonas de emplazamiento. (b) Esquema que muestra las relaciones estructurales posibles de los plutones en la epizona, la mesozona y la catazona. Queda aún por definir si los batolitos de la mesozona se agrandan hacia abajo en continuidad con los de la catazona o si tienen raíces. (Las figuras 4-6 a 4-10, según A. F. Buddington, Bull. Geol. Soc. Am., 1959.)

En la cordillera occidental de América del Norte hay una correlación burda entre las relaciones estructurales y las zonas de emplazamiento de los plutones y sus edades, especialmente para los del Jurásico Superior, y de edad más joven. Los plutones del Cretácico Superior están emplazados en la epizona. El gran batolito compuesto del sur de California de principios del Cretácico Superior (?) tiene caracteres de tran-

sición entre los de la epizona y los de la mesozona, mientras que los troncos y batolitos compuestos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior tomaron su emplazamiento en la mesozona con los miembros originales de los batolitos más grandes emplazados en la catazona. Los plutones de

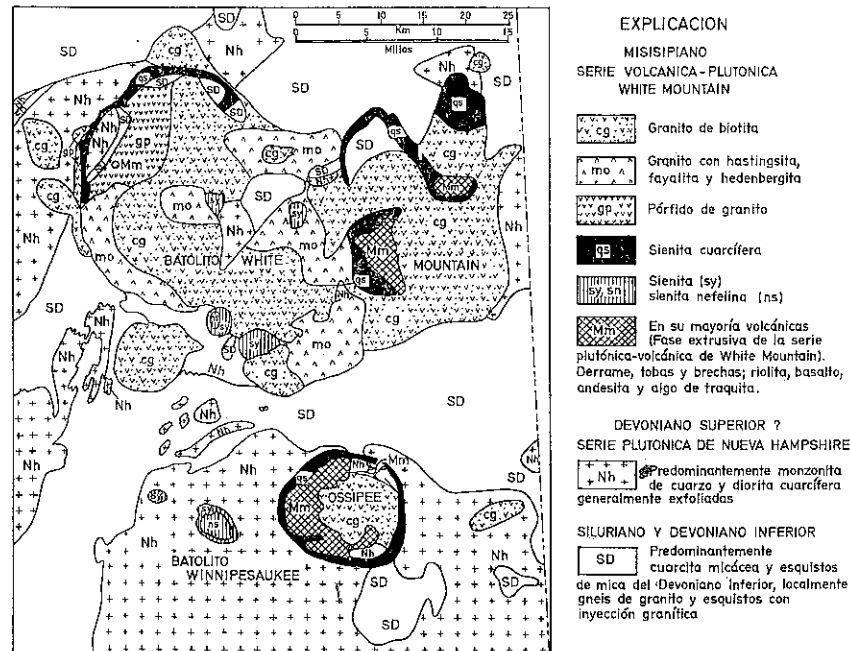


FIG. 4-7. Cinturón de plutones de New Hampshire. Complejo Ossipee de dique anular y tronco de granito de biotita de hundimiento de cazo; batolito de White Mountain de hundimiento de cazo y fracturación del borde coalescente; ambos misisipianos (?) de la epizona, y batolito Winnepesaukee más antiguo, de transición (?) mesozona-catazona. (Modificada de M. P. Billings, 1956, *New Hampshire Planning and Development Commission, Division of Geological Science; Harvard University and U. S. Geol. Survey.*)

la Era Terciaria como ahora están expuestos estuvieron exclusivamente emplazados en la epizona.

De modo semejante, en la formación orogénica de los Apalaches, los plutones pospensilvanianos fueron todos de emplazamiento en la epizona, mientras que muchos plutones anteriores de la Era Devoniana se formaron por intrusión en la mesozona, la transición mesozona-catazona, o localmente tal vez la catazona.

En las figuras 4-7 a 4-10 se presentan ejemplos ilustrativos de plutones emplazados en las tres zonas de la corteza terrestre. Las caracterís-

ticas de los plutones emplazados en las tres zonas aparecen de la tabla 4-6 a la 4-8.

En resumen, los siguientes rasgos notables relativos a las zonas de emplazamiento del granito son dignos de atención (pág. 133).

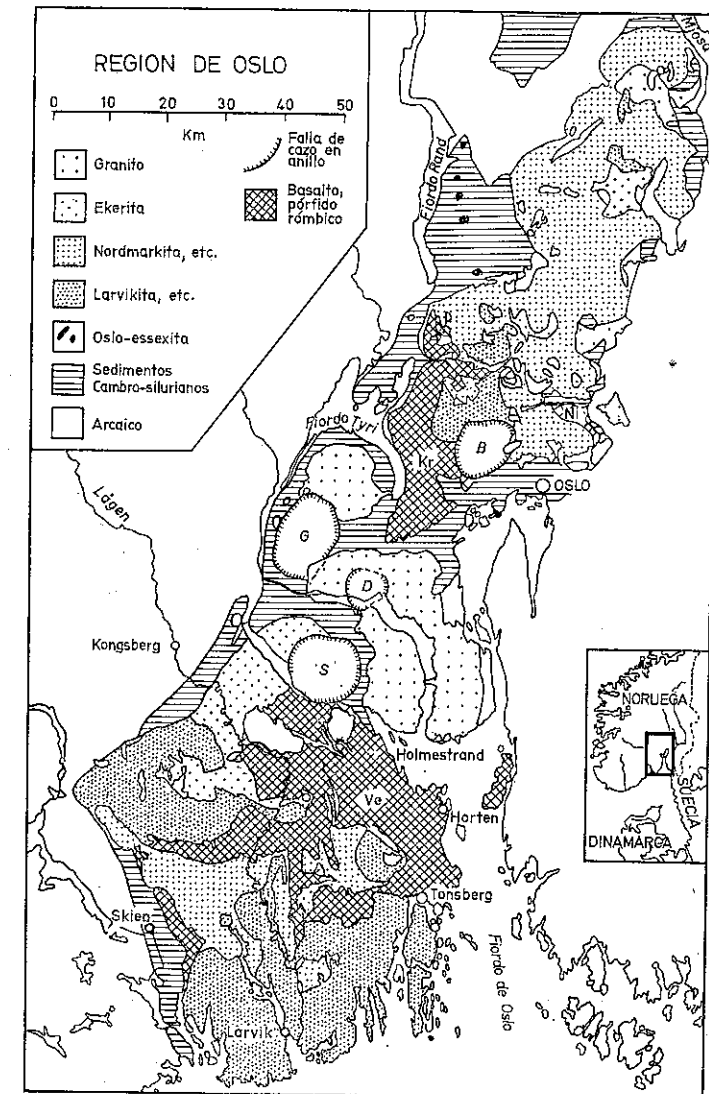


FIG. 4-8. Región de Oslo, Noruega. Cuatro complejos permianos (B, D, G, S) de lavas, diques de anillo y troncos de hundimiento de cazo, y batolitos asociados discordantes más jóvenes; todos de la epizona. (Según Oftedahl, *Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Nat. Kl., Skr. 3, 1953.*)

TABLA 4-6

EMPLAZAMIENTO DEL GRANITO EN LA EPIZONA

Características del plutón en la epizona	Ejemplos ilustrativos
1. Muchos troncos y batolitos del Terciario emplazados en la epizona son pequeños y discordantes respecto a la roca regional.	La mayoría de los plutones de la epizona son pequeños, pero hay también muchos batolitos grandes. Ejemplos son el batolito de White Mountains (Paleozoico), New Hampshire, con un área de afloramiento de 1,740 kilómetros cuadrados, los batolitos de Boulder (Cretácico Superior) con un área de 3,070 kilómetros cuadrados, y el batolito de la Cordillera Blanca (Terciario) de Perú, con una longitud de más de 120 Km.
2. La mayoría de los plutones graníticos son de composición compleja, debido al emplazamiento sucesivo de una serie de magmas de diversa composición. La asociación diorita-tonalita-granodiorita-cuarzo monzonita-granito es común.	Ejemplos de troncos y batolitos graníticos asociados con diques de anillo y hundimientos de cazo son: el hundimiento de cazo del Terciario Superior e intrusión de Medicine Lake Highlands Caldera, California, y la caldera Silverton, Colorado.
3. Los colgantes o pendientes del techo son comunes; muchos plutones son homogéneos sin exfoliación, y las paredes de los mismos convergen hacia abajo. Muchos troncos y batolitos tienen un techo de forma de domo o de un arco amplio.	Los hundimientos de cazo y los plutones del Terciario Inferior del complejo Quitman, en el oeste de Texas.
4. El emplazamiento de troncos y batolitos asociados con complejos de diques de anillo y hundimientos de cazo ocurre exclusivamente en la epizona.	La faja de plutones misisipianos (?) de New Hampshire, el cinturón Oslo de plutones permianos, el de Nigeria y el de Karroo de plutones devonianos del suroeste de Africa que ocurren en la epizona, de más de 320 Km de longitud, cada uno con numerosos troncos graníticos, batolitos y complejos de diques anulares. El cinturón de diques de anillo y hundimientos de cazo del Terciario, con troncos de granito asociados, que se encuentra en Escocia (Glen Coe), ocurren también en la epizona.
5. Son comunes las zonas templadas superficialmente por enfriamiento brusco contra la roca regional. El granofiro se presenta exclusivamente en la epizona.	Ejemplos de troncos formados primordialmente por hundimiento de cazo, pero acompañados por presión hacia el exterior o hacia arriba, son el monte Monadnock, en New Hampshire, y Ahvenisto, Finlandia.

TABLA 4-6 (Continuación)

Características del plutón en la epizona	Ejemplos ilustrativos
6. La mayoría de los plutones muestran evidencia de metamorfismo de contacto y metasomatismo de contacto.	Otros plutones discordantes de la epizona son los troncos de las montañas Bayview y Pack-saddle, en Idaho; los troncos y rocas volcánicas del Mioceno de las montañas Cascade occidentales, de Oregon; el batolito Snoqualmie (Mioceno u Oligoceno), en Washington; el batolito del Mioceno, del cuadrángulo Casto, en Idaho; la faja o cinturón discordante Boulder-San Juan de plutones terciarios, de Colorado; los troncos de Concepción del Oro, en México; el batolito Boulder (Cretácico Superior), y los batolitos de Montana y Seagull, territorio del Yukón.
7. Los plutones pequeños son acompañados por una pequeña cantidad de brecha debido en parte a una brecha de explosión y en parte al arrastre ascendente del magma.	Los plutones precámbricos de la epizona son granofiros asociados con complejos estratiformes gabroicos de Duluth, Minnesota; norte de Wisconsin; montañas Wichita, en Oklahoma, y cuenca de Sudbury, en Ontario. Algunos complejos de diques de anillo de edad precámbrica son los troncos de Chatham-Grenville y de Rigaud en Quebec, Canadá, y en Ahvenisto, Finlandia.
8. Las rocas volcánicas están asociadas en estrecha relación genética con los plutones terciarios. Puede considerarse que algunos lacolitos y rocas volcánicas asociadas terciarias pertenecen a una asociación volcánica.	Otros plutones emplazados en la epizona son el tronco de monzonita cuarcífera de New Cornelia (Terciario), en el distrito de Ajo, Arizona; el tronco Hanover, de Nuevo México; el tronco Marysville, de Montana; el batolito de la montaña Organ (Terciario), de Nuevo México, y los batolitos de leucogranito y de granito porfirítico (paleozoicos), de Terranova.

1. Los plutones de granito se clasifican según su emplazamiento en la epizona, la mesozona y la catazona de la corteza terrestre. Se ha encontrado que los emplazados en la epizona son casi totalmente discordantes; en el complejo de la mesozona, en parte discordantes y en parte concordantes; y los de la catazona predominantemente concordantes. Naturalmente, no existe una línea de demarcación definida entre dos cualesquiera de estas tres zonas. Los ejemplos de plutones con caracteres de transición tales como epizona-mesozona y mesozona-catazona, son comunes en América del Norte y probablemente en otras partes del mundo.

2. El granito formado por granitización se considera de carácter secundario y local en los plutones de la epizona, común pero subordi-

TABLA 4-7
EMPLAZAMIENTO DEL GRANITO EN LA MESOZONA

Características del plutón en la mesozona	Ejemplos ilustrativos
1. Las rocas regionales de los plutones emplazados en la mesozona se componen de esquistos verdes, anfíbolitas de epidota, pizarras duras de grano fino (tegulinas) y filitas. 2. Ninguna relación evidente directa entre los plutones y las rocas volcánicas. 3. Los troncos y batolitos son compuestos, formados por dos o más unidades; las intrusiones más jóvenes son más alcalinas y silíceas. 4. Los plutones guardan una relación compuesta con las rocas regionales, en parte discordante y en parte concordante. Algunos pueden exhibir seccionamiento transversal del techo y forma arqueada, y tienen paredes de empinada inclinación acampanada hacia afuera a profundidad. 5. Exfoliación plana subvertical y uniforme bien desarrollada en las porciones exteriores del plutón. La estructura planar de algunos plutones puede sugerir una estructura de tosco embudo. Las unidades más jóvenes pueden cruzar la exfoliación de las unidades más antiguas. El rayado casi vertical, las juntas, etc., indican que hubo un movimiento vertical del magma hacia arriba, durante el emplazamiento. 6. La asimilación puede ser significativa en las zonas de los bordes o del techo. El levantamiento del techo puede ser inferido. Las pegmatitas y las aplitas son comunes. En las rocas regionales que circundan a los plutones se presentan diques, sistemas de diques y sills u hojas intrusivas. 7. Alrededor de los troncos y batolitos pequeños pueden estar bien desarrolladas aureolas de metamorfismo de contacto. En los batolitos más grandes y profundos de la mesozona está asociado metamorfismo regional. En las	Ejemplos de plutones mesozoicos con ambas relaciones discordante y concordante con la roca regional son: 1) El batolito de White Creek, en Colombia Británica, de alrededor de 19-27 Km de diámetro, aureola de metamorfismo de contacto de aproximadamente 300 metros de diámetro; 2) el batolito de Sierra Nevada, en California, de unos 480 Km de largo y 80-96 Km de ancho; (3) el batolito de Coast Range de Alaska-Colombia Británica, de por lo menos 2,000 Km de longitud con anchuras comunes de 56-96 Km, hasta una máxima de 200 Km. Ejemplos típicos de plutones pseudoígneos (granitizados) mesozoicos son el plutón Swedes Flat, las facies del granito Pelisier del batolito Inyo, ambos de California, y el batolito Chilliswack, Washington. El batolito Colville (Mesozoico), de Washington, y el batolito Cassiar, de Colombia Británica, ejemplifican la deformación protoclastica o de posconsolidación de última etapa, como un resultado del movimiento continuado del magma después de que gran parte del complejo está sólida. Ejemplos de batolitos precámbricos emplazados en la mesozona son los de Giant's Range y Vermilion, ambos de Minnesota; el cinturón Noranda-Senneterre, de Quebec, y los plutones situados al norte de Great Slave Lake, en los territorios del Noroeste. Otros ejemplos excelentes de plutones mesozonales son el batolito de Bald Mountain en Oregon, el tronco de Surf Point en Colombia Británica, el batolito Wallowa en Washington, el batolito Bald Rock en California, el tronco Snowbank en Minnesota y el batolito de Enchanted Rock en el centro de Texas.

TABLA 4-7 (Continuación)

Características del plutón en la mesozona	Ejemplos ilustrativos
8. Los métodos de H. Cloos de la "tectónica del granito" son más aplicables en los plutones de la mesozona.*	cercanías de los contactos se desarrollan esquistos y hornfels (<i>roca córnea</i>). nado en los de la mesozona, y un factor principal de los plutones de la catazona. Se ha encontrado que el magma fue directa o indirectamente el factor de mayor importancia en todas las zonas. 3. Un gran número y un gran volumen total de plutones graníticos se han emplazado como magma fluido en la epizona y demuestran su comunidad de origen con las lavas de composición equivalente directamente asociadas en tiempo, espacio y tectónica. Se infiere que el magma desempeñó un papel importante en los troncos y batolitos del Terciario. También se ha indicado un papel principal para el magma en los plutones de la mesozona. Los batolitos emplazados en la mesozona son dominantes en la mayoría de los basamentos del Precámbrico al Cretácico Inferior.

TABLA 4-8
EMPLAZAMIENTO DEL GRANITO EN LA CATAZONA

Características del plutón en la catazona	Ejemplos ilustrativos
1. Las rocas regionales de los plutones emplazados en la catazona están compuestos de anfíbolitas, metacuarcitas, esquistos de mica-cuarzo sillimaníticos, mármoles, granulitas, ortogneis y paragneis. 2. Las zonas extensas de migmatita, de carácter de apariencia filoniana, son diagnósticas. 3. No se presentan zonas templadas superficiales en los plutones. Existe una concordancia general entre la roca regional y el plutón. Es común la exfoliación gnéssica. La roca regional puede ser apartada de su lugar durante el emplazamiento por corrientes plásticas cristalinas.	Los plutones dómicos constituyen una forma principal del emplazamiento del granito en la catazona. Ejemplos de domos ígneos de emplazamiento de magma son el batolito Salmon Lake en los Adirondacks, Nueva York; los domos de Killingworth, Branford-Stony Creek y Clinton, en Connecticut, y los domos ígneos precámbricos de Rodesia del Sur. Ejemplos de "estromatolitos" o domos xenolíticos interestratificados, son los del área Haliburton-Bancroft, en Ontario, y el domo Black Hills, de Dakota del Sur. El término "estromatolito" se refiere a una masa de roca integrada por muchas capas alternadas de rocas ígneas y sedimentarias en relación de sill. Los domos tectónicos y plegamien-

* Para los métodos de Cloos véase R. Balk, *Geol. Soc. Am. Mem.* 5, 1937.

TABLA 4-8 (Continuación)

Características del plutón en la mesozona	Ejemplos ilustrativos
4. Son comunes los gneis glandulares u "ojosos" (<i>augen</i>), los granitos porfiroblásticos y los gneis graníticos de origen de reemplazamiento. Puede tener lugar localmente una facies migmatítica.	tos de corrientes plásticas cristalinas tienen ejemplos en varios cuerpos de ortogneis con una composición que varía desde la sienita hasta el granito en el área noroeste del Adirondack. Ejemplos de domos tectónicos de removilización con introducción de fluidos son los domos de gneis cercanos a Baltimore, Maryland, y el domo de gneis en Shelburne Falls, en Massachusetts.
5. Los plutones de la catazona han sido emplazados por recrystalización y reemplazamiento, o predominantemente por intrusión de magma. Todavía el número de plutones catazonales, para los cuales es problemática en el presente la mecánica de emplazamiento, sobrepasa con mucho al número total de plutones emplazados en la epizona y en la mesozona.	Las intrusiones facolíticas emplazadas en la catazona son comunes, especialmente en las áreas de defensa precámbricas. Algunos ejemplos son los facolitos de la subprovincia de Grenville, en la defensa (escudo) canadiense; los de los altiplanos de Nueva York-Nueva Jersey, y el facolito de las montañas Wolf, en Texas. Algunos pseudofacolitos y masas graníticas son en gran parte productos de granitización. Ejemplos de ellos son el pseudofacolito Hermon del noroeste de los Adirondack, en Nueva York (longitud mínima 56 Km y ancho de 1.6-4.8 Km) y las láminas de gneis granodiorítico del área de Manawan Lake, en Saskatchewan.
6. Se encuentran batolitos catazonales en la Coast Range del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y en las formaciones de los Apalaches de la Edad Paleozoica, pero el desarrollo más extenso de plutones catazonales se halla en la Edad Precámbrica.	Los cuerpos de granito pseudoigneo (granitización) en forma de troncos y batolitos emplazados en la catazona, son en su mayoría precámbricos. Algunos ejemplos son los del área File-Tramping Lakes, Manitoba; los del distrito Northgate, Colorado; los del área de Goldfield-Martin Lake, Saskatchewan, y los del área Quad Creek, en las montañas Beartooth, Montana.
7. Los plutones catazonales característicos son domos, facolitos y láminas concordantes. Generalmente se interpretan como sintectónicos. Muchas masas, sin embargo, tienen formas irregulares o son tan grandes y complejas como para ser indeterminadas sin un estudio más amplio.	
4. Las rocas máficas son expulsadas predominantemente como lavas o están emplazadas en la epizona, mientras que las rocas silíceas, aunque incluyendo los derrames de lava y muchos plutones afines emplazados en la epizona, lo están en su mayor porcentaje en la mesozona y la catazona.	
5. No existe discontinuidad alguna entre los plutones de la epizona y los de la mesozona. Tampoco hay pruebas claras que indiquen	

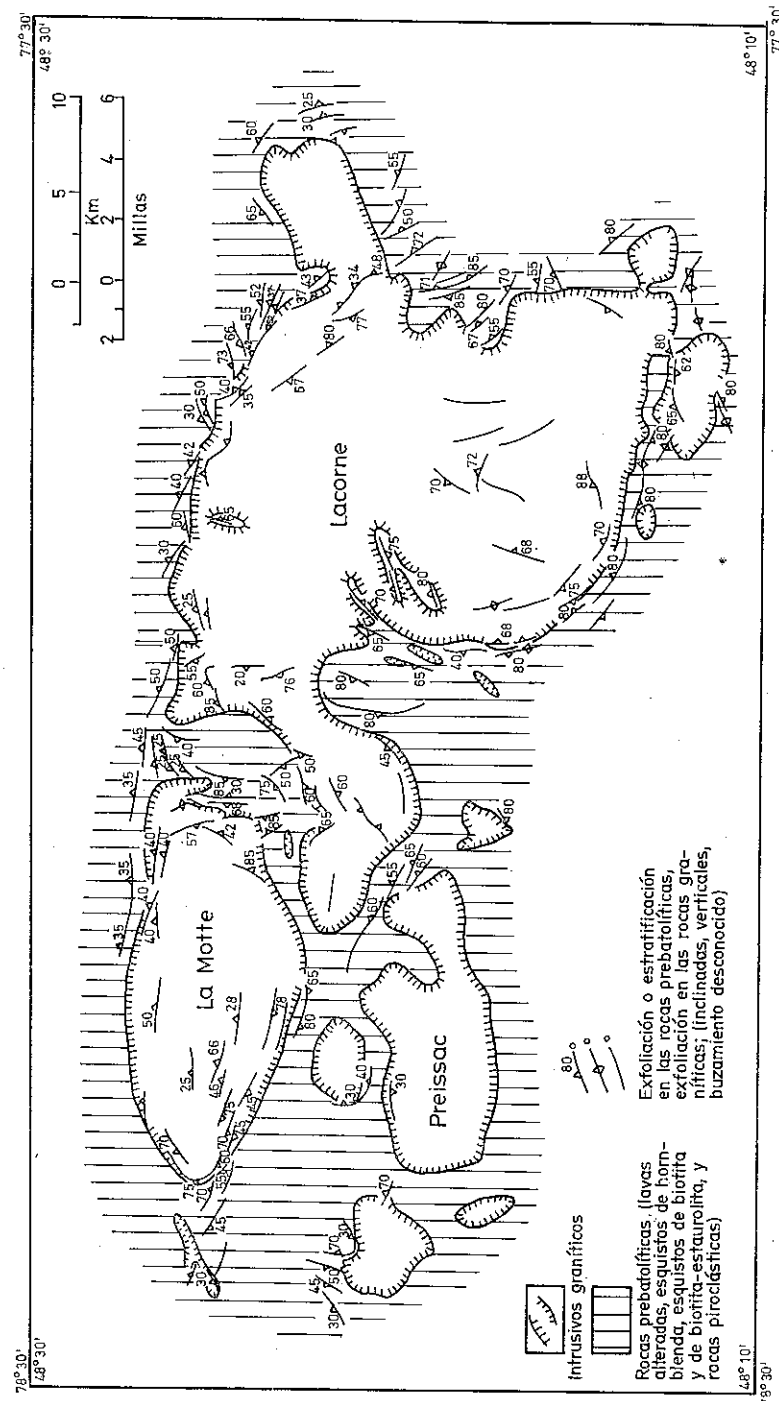


Fig. 4-9. Batolitos del Precámbrico Inferior, de la mesozona. Batolitos de Lacorne, en parte discordantes, en parte concordantes; cinturón de Noranda-Senneterre, Quebec; escudo canadiense. (Modificada de K. R. Dawson, *Geol. Surv. Canada Paper* 53-4, 1954.)

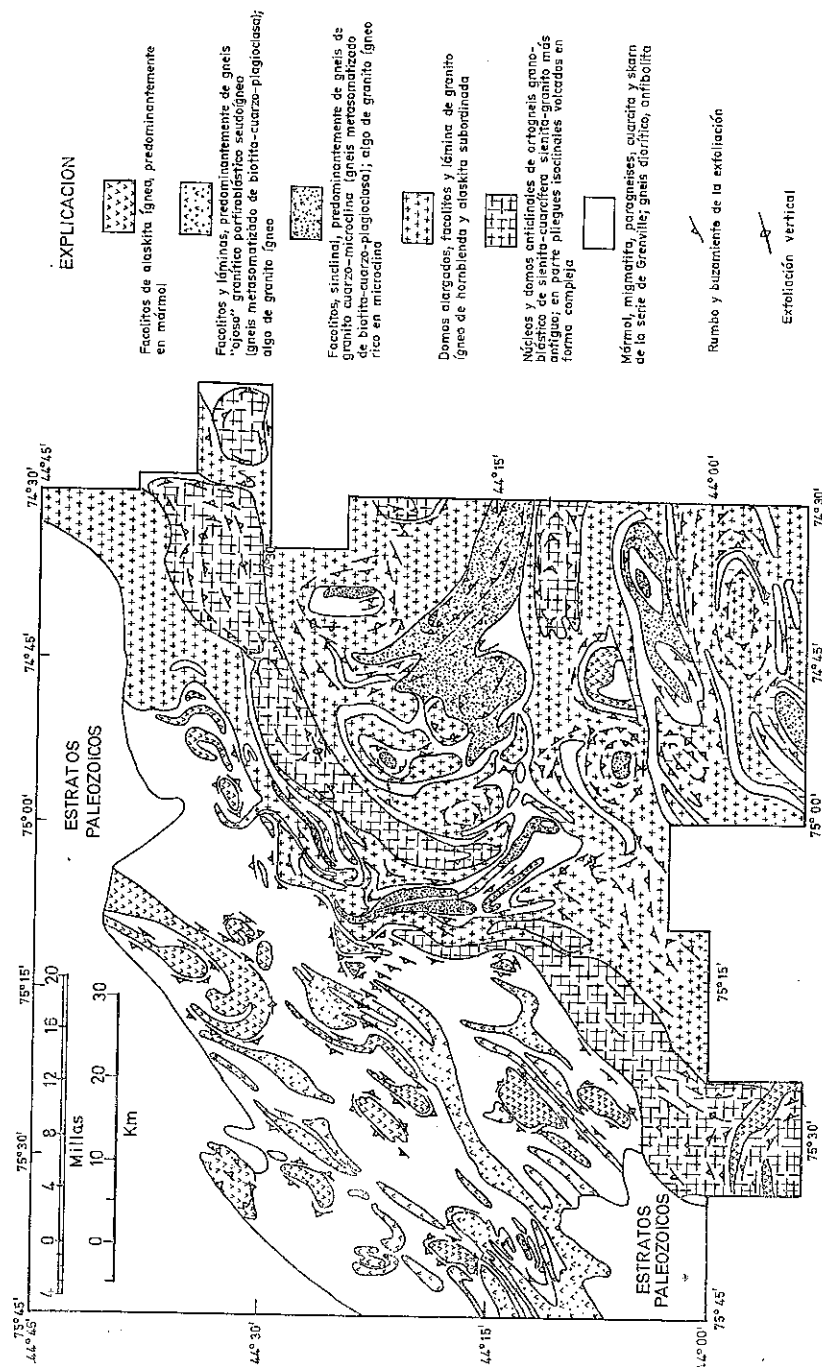


FIG. 4-10. Plutones precámbricos de la catazona, área noroeste del Adirondack, Nueva York, sinuados poco afuera del escudo canadiense. Facolitos de origen ígneo, pseudofacolitos de origen metamórfico, láminas concordantes, domos ígneos, domos tectonoplásticos y núcleos anticlinales de ortogneis. (Según A. F. Buddington, Bull. Geol. Soc. Am., 1959.)

si los plutones de la mesozona son continuos con los de la catazona, si tienen raíces en ésta o si se desprenden de ella (fig. 4-6).

ROCAS VOLCÁNICAS

(Riolitas, riodacitas, dacitas, pórfido de cuarzo, etc.)

Composición y textura

La mayoría de las lavas silíceas y muchas de las rocas de los diques tienen una cristalización muy deficiente; la textura típica es de grano fino a vítreo. Afortunadamente hay generalmente algunos fenocrista-

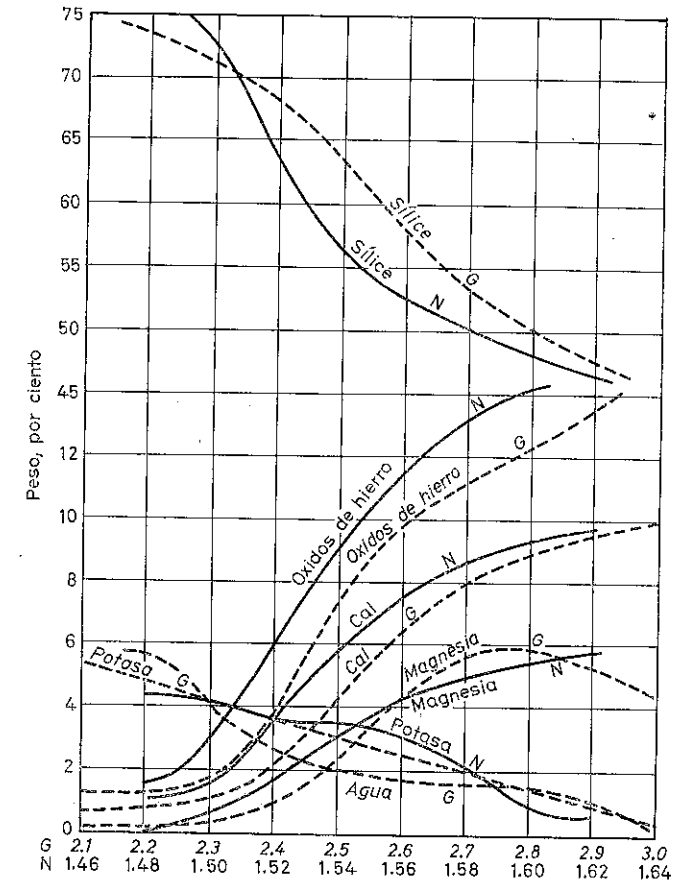


FIG. 4-11. Relación aproximada entre la composición y el peso específico e índice de refracción de los vidrios naturales. Las líneas discontinuas indican el peso específico y las continuas el índice de refracción. (Según W. O. George, J. Geol., 1924.)

les de cuarzo y feldespato que pueden ser identificados. Si los fenocristales son de cuarzo y ortoclasa, la roca se llama *riolita*; si los fenocristales de plagioclasa están en mayor cantidad que los de cuarzo, la roca puede ser *dacita*. La roca intermedia entre la riolita y la dacita es llamada *riodacita*. La denominación general *pórfido de cuarzo* es válida cuando sólo están presentes fenocristales de cuarzo o cuando son indeterminables los fenocristales de feldespato asociados. La determinación de las

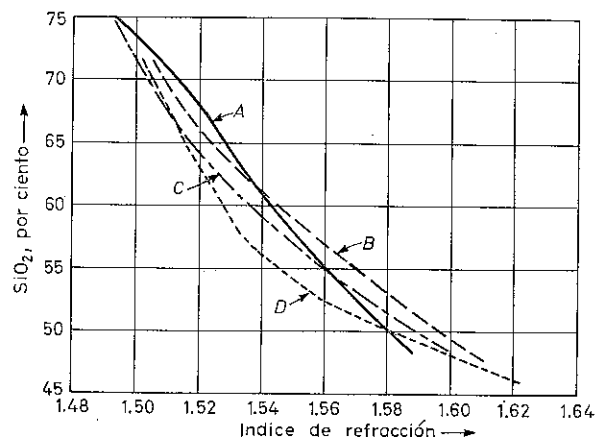


FIG. 4-12. Curvas que muestran la variación del índice de refracción con el contenido de SiO_2 para varias series de rocas. (Según W. H. Mathews, *Am. Mineralogist*, 1951) (A) Polvo de rocas fundido, del área de Garibaldi, Colombia Británica. (B) Lo mismo para rocas del área de Lassen Peak, California. (C) Lo mismo para rocas del área de Markleeville, California. (D) Rocas vítreas no fundidas, estudiadas por George.

rocas volcánicas de grano fino es una tarea delicada y los fenocristales deben ser estudiados rigurosamente.

La composición de la muy conocida obsidiana, de lava puramente vítrea, puede variar de granítica a tonalítica. Además, existen otras lavas vítreas como la *pedra pez*, el *vitrofiro*, la *perlita*, la *pedra pómez* y otras variedades (véase más adelante VIDRIOS). La dificultad de dar alguna interpretación mineralógica a rocas tales como éstas, y la incertidumbre en la identificación de las rocas volcánicas, ha conducido a muchos petrógrafos a determinar el peso específico y el índice de refracción del vidrio. El índice de refracción, convencionalmente designado por n , es un número que expresa la relación de la velocidad de la luz en el vacío a la velocidad de la luz en el mineral. El número n puede ser determinado por un método de inmersión con un microscopio petrográfico. La figura 4-11 muestra la relación aproximada entre la composi-

ción, el peso específico y el índice de refracción. La composición química de un vidrio, como es indicada por las curvas de esta figura, puede compararse con un análisis de una roca conocida. Sin embargo, los datos presentados en la figura 4-11 no son muy de confiar a causa del hecho de que la cantidad de agua puede diferir considerablemente en las lavas vítreas, que son, por lo demás, prácticamente idénticas. W. H. Mathews ha ideado una técnica que ofrece posibilidades para la determinación exacta de la composición de las rocas de afinidades químicas conocidas. Muestras pulverizadas de las rocas volcánicas o lavas se funden en perlas de vidrio, en el cráter de uno de los electrodos de un arco de carbón. Después de la fusión se determina el índice de refracción de la perla. Los resultados de la investigación de Mathews de tres compuestos ígneos se señalan en la figura 4-12. Para fines de comparación también se han transportado los datos de George.

RIOLITAS

El término riolita, dado por Von Richthofen en 1861, se refiere a la ocurrencia frecuente de estructuras de flujo fajeado o de corriente en estas rocas. La riolita es el equivalente volcánico del granito; tiene los mismos minerales que el granito, aunque la extrusión de las lavas riolíticas no está necesariamente relacionada con la intrusión de un cuerpo de granito.

Algunos tipos de riolitas contienen fenocristales de ortoclasa sódica, piroxeno sódico y anfíboles sódicos, indicando su carácter alcalino. La *paisanita* es una roca con fenocristales de cuarzo, riebeckita y sanidina en una pasta de grano fino que es frecuentemente micropegmatítica. El *keratófiro cuarcífero* es una denominación para la riolita sódica que se presenta con frecuencia en asociación con las lavas espiliticas. La *pantelerita* (Pantelleria, cerca de Sicilia) se distingue por la presencia de anortoclasa, con egrina-augita y el anfíbol alcalino cossyrita. Sin embargo, las denominaciones *riolita de albita* y *dacita albitizada* son igualmente apropiadas.

En América del Norte, las riolitas fueron derramadas con profusión en el área del Parque Yellowstone, en Colorado, y en el distrito de San Francisco, de Arizona. Las rocas son típicamente porfíricas, con fenocristales de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa sódica en una pasta de grano fino.

DACITAS

La dacita toma su nombre de la provincia de Dacia, situada en el arco de los montes Cárpatos. Es el equivalente volcánico de la grano-

diorita y de la tonalita. La mayoría de las dacitas son porfiríticas, y tienen fenocristales de cuarzo, ortoclasa o sanidina, plagioclasa, y generalmente menos de piroxeno, biotita u hornblenda. La pasta es por lo común vítrea o felsítica.

La lava que forma el domo de tapón de Larsen Peak, California, es una dacita de hornblenda-biotita, mientras que las dacitas de Clear Lake y del Medicine Lake, de California, contienen olivinos magnesianos, los cuales significan que hubo un entremezclamiento del magma dacítico con más material máfico. Muchas dacitas llevan inclusiones máficas en abundancia, como las encontradas en los domos volcánicos de lados muy pendientes del tipo peleano. Estos son fragmentos desprendidos de las paredes de los conductos de alimentación y de los techos de los receptáculos subyacentes, y se caracterizan por su textura porfirítica y paneuhedral. Suelen contener piroxeno, labradorita, con vidrio intersticial y mucha tridimita y cristobalita de origen fumarólico.

Las dacitas, junto con la riolita y la riodacita, son muy notables en los campos de lava del oeste de Norteamérica, especialmente en la región de la Gran Cuenca de Nevada. También ocurren las dacitas en América Central, Colombia y Ecuador.

RIODACITAS

Un término esencialmente sinónimo de la riodacita es la *latita cuarzoza*, una contracción de riolita y dacita como la de la granodiorita. Alguna riodacita es de origen híbrido, como la que se encuentra en Clear Lake, California. La sanidina ocurre como xenolitos envueltos por plagioclasa sódica y va acompañada por cuarzo bordeado de diópsida. Se presume que estos materiales extraños se hundieron en el magma de riodacita desde un líquido riolítico suprayacente. Algunas riodacitas de Victoria, Australia, llevan granates que tienen bordes de mineral de hierro rodeado por ortoclasa y plagioclasa sódica, o bien por biotita, producidos claramente por la reacción del magma con cristales de piroxeno y plagioclasa.

Origen ¹

Existen abundantes pruebas de una íntima relación, en tiempo y espacio, entre la riolita y otras rocas volcánicas menos silíceas, como la andesita y el basalto. Se han descrito varios casos de esta asociación, notablemente en Monte Arci, Cerdeña, y en la isla Lípári, en el Medi-

¹ Para el origen de las rocas ígneas, se recomiendan las obras de J. S. Shand, 1947; E. E. Wahlstrom, 1950; T. Barth, 1951, y W. W. Moorehouse, 1959.

terráneo. Otros casos de asociación semejante se encuentran en las montañas Steens y en el volcán Newberry, ambos en Oregon. Esto sugiere que la riolita provino de una roca madre basáltica, puesto que la inversa no es posible (véase el Capítulo 5, DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA).

Como ya se hizo notar, algunas riodacitas y dacitas son de origen híbrido. Otras rocas de esta composición, sin embargo, representan cristalización normal a partir de un magma originalmente homogéneo, por diferenciación.

LOS CLANES DE LA DIORITA, MONZONITA Y SIENITA

ROCAS PLUTÓNICAS

(Dioritas, monzonitas, sienitas, sienitas alcalinas)

Composición y textura

Las rocas descritas en esta sección se clasifican generalmente como intermedias porque sus contenidos de sílice varían entre 52 y 66 por

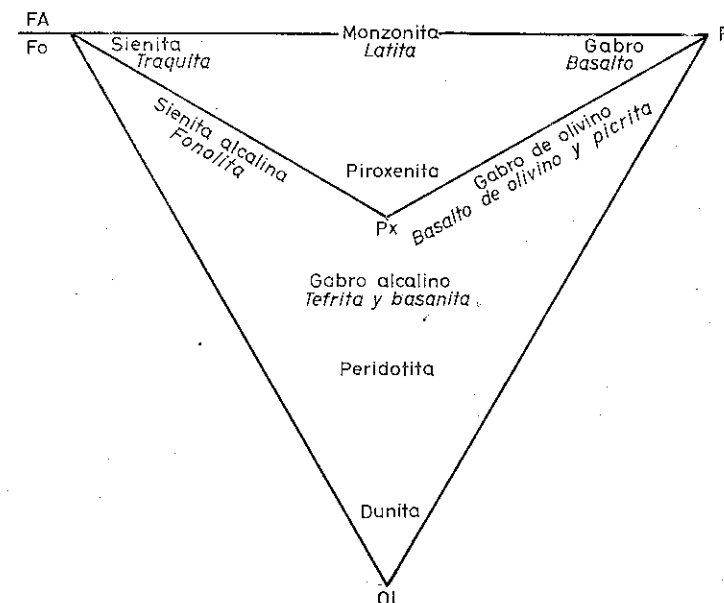


FIG. 4-13. Composición mineralógica de las rocas intermedias, máficas, ultramáficas y de algunas variedades alcalinas, en función de cinco minerales o grupos de minerales, a saber: FA, feldespato alcalino; Pl, plagioclasa; Fo, feldespatoideos (leucita, nefelina, etc.); Px, piroxeno; Ol, olivino. El área triangular pequeña contiene cuatro rocas, mientras que el área en forma de V contiene esencialmente cinco rocas. Los nombres de las rocas volcánicas correspondientes están en letra cursiva.

TABLA 4-9

COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMAS DE LAS SIENITAS Y OTRAS ROCAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	59.41	58.31	61.86	61.95	55.38	56.90
TiO ₂	0.83	0.66	0.58	0.73	0.66	0.59
Al ₂ O ₃	17.12	18.05	16.91	18.03	21.30	20.17
Fe ₂ O ₃	2.19	2.54	2.32	2.33	2.42	2.26
FeO	2.83	2.02	2.63	1.51	2.00	1.85
MnO	0.08	0.14	0.11	0.13	0.19	0.19
MgO	2.02	2.07	0.96	0.63	0.57	0.58
CaO	4.06	4.25	2.54	1.89	1.98	1.88
Na ₂ O	3.92	3.85	5.46	6.55	8.84	8.72
K ₂ O	6.53	7.38	5.91	5.53	5.34	5.42
H ₂ O	0.63	0.53	0.53	0.54	0.96	0.96
P ₂ O ₅	0.38	0.20	0.19	0.18	0.19	0.17
CO ₂	—	—	—	—	0.17	—
Cl	—	—	—	—	—	0.23
SO ₃	—	—	—	—	—	0.13

Normas

qz	2.0	—	1.7	—	—	—
or	38.4	43.9	35.0	32.8	31.1	31.7
ab	33.0	28.8	46.1	54.0	32.0	36.2
an	10.0	9.7	4.2	3.3	2.8	1.7
nc	—	2.0	—	0.6	23.3	18.7
ac	—	—	—	—	—	—
CaSiO ₃	3.0	4.2	3.0	2.1	2.1	2.9
MgSiO ₃	5.0	3.2	2.4	1.6	1.2	1.4
FeSiO ₃	2.1	0.5	2.1	—	0.8	0.9
Mg ₂ SiO ₄	—	1.4	—	—	0.1	—
Fe ₂ SiO ₄	—	0.2	—	—	0.1	—
mt	3.3	3.7	3.3	3.3	3.5	3.3
il	1.5	1.2	1.2	1.4	1.4	1.2
ap	1.0	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3
cc	—	—	—	—	0.4	—
NaCl	—	—	—	—	—	0.4
Na ₂ SO ₄	—	—	—	—	—	0.3
Número de análisis	18	24	25	15	80	47

^a Sienita calcio-alcaldina (Leucocrática) promedio.^b Traquita calcio-alcaldina promedio.^c Sienita alcalina promedio.^d Traquita alcalina promedio.^e Sienita nefelina promedio.^f Fonolita promedio.

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 1954.

ciento. Sus índices de color son casi siempre menores de 40. Aunque muchas no contienen nada de cuarzo, algunas sí lo contienen, y se propone aquí situar el límite en menos de 10 por ciento de cuarzo para estos clanes. La clase más común de *diorita* (gr. *diorizein*, distinguir) consiste esencialmente en plagioclase sódica; la *sienita* (de Syene, Egipto) está compuesta principalmente por feldespatos alcalinos, y la *monzonita* se caracteriza por sus cantidades casi iguales de feldespato alcalino y plagioclase. Las *sienitas alcalinas* son ricas en sosa, porque sus minerales feldespatoideos más característicos son la nefelina, la analcita y la sodalita. Su riqueza en sosa es reflejada también por la presencia de minerales tales como la albita, la ortoclase sódica, la perthita, la anortoclase, los anfíboles sódicos y los piroxenos sódicos. La figura 4-13 (y también la fig. 4-1) indica la composición mineralógica de estos clanes; los nombres de las rocas plutónicas aparecen en tipo redondo, y los de las correspondientes rocas volcánicas en cursivo. Las cifras dadas en las tablas 4-9 y 4-10 representan la composición química media y las normas de estos clanes.

Entre los accesorios característicos de la diorita predomina la hornblenda verde. El reemplazamiento parcial de la hornblenda por biotita es extenso. La muscovita está generalmente ausente de la diorita normal, pero puede ser abundante en las variedades ricas en cuarzo. El piroxeno diopsídico es el piroxeno característico de la mayoría de las dioritas.

En la mayor parte de las monzonitas, los accesorios dominantes son la biotita y la hornblenda; en otras variedades, la augita está presente y puede ir acompañada de la hiperstena y el olivino.

La hornblenda y la biotita se encuentran entre los accesorios característicos más comunes de las sienitas. La augita y el olivino raras veces están presentes, excepto en las variedades de transición a monzonita y *Shonkinita* (sienita augita). Con la presencia o ausencia de minerales feldespatoideos, las sienitas se dividen en dos grupos, la descripción de los cuales se dará más adelante.

La textura de estas rocas es variable. Algunas son subhedral-granulares; otras son anhedral-granulares, y aún otras son fuertemente porfíricas. En las dioritas hay con frecuencia una segregación de minerales oscuros y claros dispuestos en bandas o capas irregulares. Las dioritas típicas son rocas de grano mediano y de grano grueso.

Ocurrencia en el campo y origen

Las dioritas se encuentran generalmente como facies marginales de los plutones más grandes de granito, o como troncos, diques y hojas

TABLA 4-10

COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMAS DE LAS MONZONITAS Y OTRAS ROCAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d
SiO ₂	55.36	54.02	51.86	54.20
TiO ₂	1.12	1.18	1.50	1.31
Al ₂ O ₃	16.58	17.22	16.40	17.17
Fe ₂ O ₃	2.57	3.83	2.73	3.48
FeO	4.58	3.98	6.97	5.49
MnO	0.13	0.12	0.18	0.15
MgO	3.67	3.87	6.12	4.36
CaO	6.76	6.76	8.40	7.92
Na ₂ O	3.51	3.32	3.36	3.67
K ₂ O	4.68	4.43	1.33	1.11
H ₂ O	0.60	0.78	0.80	0.86
P ₂ O ₅	0.44	0.49	0.35	0.28
Normas				
qz	—	0.5	0.3	5.7
or	27.8	26.1	7.8	6.7
ab	29.3	27.8	28.3	30.9
an	15.8	19.2	25.8	27.2
ne	—	—	—	—
ac	—	—	—	—
CaSiO ₃	6.3	4.5	5.6	4.2
MgSiO ₃	8.0	9.7	15.3	10.9
FeSiO ₃	4.1	2.4	8.5	5.3
Mg ₂ SiO ₄	0.8	—	—	—
Fe ₂ SiO ₄	0.4	—	—	—
mt	3.7	5.6	3.9	5.1
il	2.1	2.3	2.9	2.4
ap	1.0	1.2	0.8	0.7
Número de análisis	46	42	50	49

^a Monzonita promedio.^b Latita promedio.^c Diorita promedio.^d Andesita promedio.FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1954.

intrusivas pequeños. Muchas dioritas son probablemente de origen híbrido, formadas ya sea por contaminación de un magma silíceo por la incorporación y digestión de más rocas máficas, o por asimilación de materiales siálicos por un magma máfico. Las dioritas híbridas o contaminadas y las tonalitas de Loch Awe, Escocia, son ejemplos bien conocidos. En la isla de Arran, en Escocia, se han formado las dioritas en

una zona de reacción entre el granito y el gabro. Chayes es de la opinión que las dioritas y las rocas tonalíticas del batolito del sur de California son producto de una mezcla mecánica e interacción entre magma granodiorítico con gabro previamente solidificado. Ejemplos de dioritas como facies marginales se encuentran en el monte Ascutney, en Vermont, en donde un tronco de gabro pasa gradualmente a diorita de hornblenda-biotita, y en el complejo Cortland, de Nueva York, en donde la diorita de hornblenda forma una facies marginal constante entre el gabro de hiperstena y el esquisto circundante de Manhattan.

Como las dioritas, las monzonitas no son rocas abundantes; en su mayoría son facies de transición más que rocas independientes. La monzonita tipo del Tirol es el miembro intermedio de una serie eruptiva que comienza con la lava máfica, continúa con la monzonita y termina con el granito de biotita. Otras monzonitas pueden representar facies de bordes o desprendimientos sateliticos de cuerpos de granito o granodiorita mucho mayores.

La mayoría de las sienitas ocurren como intrusivos relativamente pequeños. Son facies de bordes de masas batolíticas de granito o se levantan en la forma de diques y troncos pequeños que parten del techo de un batolito oculto. La sienita Beverly, de Massachusetts, es una facies del granito Quincy; el granito Vermilion, en Minnesota, tiene una facies de borde de sienita. En algunos casos, sin embargo, la sienita forma facies marginales en torno a una intrusión de foyaita (sienita alcalina); éste es el caso en Umphek, en la península de Kola, URSS, y en Pilansberg, Transvaal, Sudáfrica. En la región de Haliburton-Bancroft y en el French River de Ontario, la sienita está asociada con granito y foyaita y es una transición hacia ambas rocas. En el Transvaal, la consolidación del granito del complejo Bushveld fue seguida por la intrusión de sienita a través de grietas y respiraderos.

La prueba de campo que se acaba de citar debería ser suficiente para indicar que la mayoría de las rocas dioríticas, monzoníticas y sieníticas están relacionadas con los batolitos de granito, granodiorita y tonalita. Algunas dioritas y monzonitas son, bien de origen híbrido, o son debidas a la reacción entre un magma máfico y una roca regional silícea, o entre un magma silíceo y una roca intrusiva máfica.

SIENITAS ALCALINAS

Las sienitas alcalinas merecen una descripción especial a causa de su extrema variabilidad de composición mineralógica, de su ocurrencia en el campo y de su origen. Estas rocas han recibido un número excesivo de nombres para sus variedades.

Variedades. Las sienitas nefelina ricas en albita están bien representadas por la *litchfieldita* (de Litchfield, Maine). Aproximadamente la mitad de un ejemplar típico consiste en albita, siendo el resto ortoclase y microclina, con alrededor de 15 por ciento de nefelina. Las sienitas en las que están presentes feldespatoides y feldespatos alcalinos en cantidades casi iguales abarcan la mayor parte de las clasificadas como *foyaítas*. En estas rocas los cristales de nefelina están bien formados y van acompañados por ortoclase y microperthita. Muchos tipos contienen sodalita y analcita; la egirina-augita, la hornblenda y la biotita se encuentran entre los minerales máficos. Las sienitas de analcita son especialmente comunes como cuerpos semejantes a diques y venas, de formación postrera, y se presentan como cuerpos intrusivos desunidos. Estas se distinguen por la analcita y por las grandes formaciones aplanadas de anortoclase. También están presentes la egirina y la *titanaugita*. Las rocas de este tipo se encuentran difundidas en la región Terlingua-Solitario del oeste de Texas.

En las sienitas alcalinas, el tipo portador de cuarzo es la *nordmarkita* (de Nordmark, Noruega) (véase la fig. 4-8) o simplemente *sienita cuarcífera*. El contenido de cuarzo intersticial en esta roca varía generalmente de 5 a 8 por ciento. Además del componente principal, que es la ortoclase, los minerales máficos son la biotita, la egirina-augita, la arfvedsonita o la *riebeckita*. Con una ligera deficiencia de sílice, pueden estar presentes un poco de nefelina y de sodalita, las cuales conducen a la formación de *pulaskita* (de Pulaski, Arkansas). Otros minerales coloreados que se encuentran en la pulaskita incluyen la egirina-augita, la barkevikita o la arfvedsonita. Aumentando el contenido de plagioclase, la pulaskita cambia gradualmente a *larvikita* (de Larvik, Noruega), ampliamente conocida y admirada como piedra ornamental en las fachadas de las tiendas a causa del hermoso azul de la anortoclase. Las sienitas alcalinas y la sienita porfirítica alcalina emplazadas a poca profundidad pueden contener sanidina en vez de ortoclase. Un ejemplo bien conocido es la *shonkinita*, encontrada en el famoso lacolito de Shonkin Sag, en Montana. Esta roca está compuesta de cantidades casi iguales de sanidina (u ortoclase) y augita. Están presentes en cantidades pequeñas nefelina, sodalita y zeolita. La shonkinita es típicamente una facies de transición entre la sienita y la piroxenita, y probablemente se origina por enriquecimiento local de feldespatos alcalinos con cristales de piroxeno.

Ocurrencia en el campo. Las rocas portadoras de nefelina son muy escasas en comparación con las rocas graníticas y gabroicas, y la mayoría de las ocurrencias son bastante pequeñas. Se presentan como facies de bordes de cuerpos de granito y de sienita, como troncos y cuellos

asociados con vulcanismo de poca profundidad, como complejos de diques de anillo (fig. 4-8) con las rocas ricas en carbonatos conocidas como "carbonatitas", como sills diferenciados y en forma de rocas portadoras de nefelina, bandeadas o gnéissicas en terrenos metamórficos precámbricos.

Shand describe seis grandes cuerpos de rocas de nefelina en el mundo: dos en la península de Kola, en el norte de Rusia; dos en Brasil, uno en Groenlandia y uno en el Transvaal, de Africa del Sur. Los dos primeros consisten en dos masas casi circulares. La masa mayor, la de Umptek o Chibina, tiene una área de 1,310 kilómetros cuadrados; la masa más pequeña, Lujaur-Urt o Lovosers, 640 kilómetros cuadrados. Pero a pesar de la gran extensión, el complejo no parece tener gran espesor, posiblemente no más de 900 metros. La masa de Umptek está formada de zonas concéntricas de varias rocas, desde sienita en el margen, con muchas variedades intermedias de foyaíta, y hasta un complejo bandeado de rocas de color oscuro en el interior.

Las dos masas de roca nefelina de Itatiaia y Pozos de Caldas en Brasil se estima que cubren 1,450 a 1,200 kilómetros cuadrados, respectivamente. Las rocas son principalmente de carácter foyaítico.

La masa Illimausak, del sur de Groenlandia, contiene unos 128 kilómetros cuadrados de rocas portadoras de nefelina y la masa de Igaliko contiene quizá una área semejante.

En el Transvaal occidental, el lacolito Pilansberg, que es un grupo de colinas circular, está compuesto de las mismas clases de rocas y tiene la misma estructura concéntrica que el Umptek. Este complejo que está sobrepuesto al Bushveld; cubre 510 kilómetros cuadrados y tiene un espesor probable de 600 a 900 metros.

No se conoce ningún otro plutón ígneo de rocas de nefelina que se acerque en dimensiones a las de estos seis. El tronco de la Sierra de Monchique, en Portugal, cubre 23 kilómetros cuadrados; los demás son cuerpos ígneos de forma cilíndrica (protuberancias) de unos 7.5 kilómetros cuadrados, o menos. La sienita Beverly, de Massachusetts, es una facies del granito de Quincy, y la sienita Snowbank, de Minnesota, es un desprendimiento del granito Vermilion. En Bancroft y en French River, en Ontario, la sienita es una roca de transición entre el granito y la foyaíta, que pasa en forma gradual a ambas. El granito de Upsala, de Suecia, pasa localmente a sienita, y la sienita de Plauen y Meissen, de Sajonia, son facies locales del granito de Meissen.

En Nueva Inglaterra y en el sur de Quebec, gran variedad de rocas alcalinas y otras plutónicas han invadido a una serie sedimentaria y volcánica cuya edad varía desde el Ordoviciano (?) hasta el Devónico medio. Los sedimentos fueron fuertemente plegados y metamor-

fosados regionalmente durante la perturbación acadiana del dicho Devoniano. Las rocas plutónicas que preceden y acompañan la orogenia comprenden los grupos Highlandcroft, Oliverian y New Hampshire, cada uno de los cuales es designado como una "serie de magma" por Billings, puesto que en su opinión son de origen ígneo. Estas rocas varían en composición desde la diorita al granito, siendo en su mayoría tipos de granodiorita.

Siguiendo la orogenia acadiana, las rocas conocidas como la serie de magma de White Mountain se presentaron como intrusiones en las partes norte y central de Nueva Inglaterra. Otras intrusivas alcalinas, en Massachusetts y Rhode Island, están también relacionadas probablemente con esta serie. Los plutones de Montereian Hills, al este de Montreal, pueden incluirse en la misma provincia alcalina.

El área total de rocas alcalinas en la serie de magma de White Mountain es muy pequeña. Hay un cuerpo de sienita de analcita en Pleasant Mountain, uno de sienita-nefelina en Red Hill y uno de sienita-sodalita-nefelina en Cuttingville, Vermont. La sienita de cuarzo (nordmarkita) forma los mejores diques de anillo en Nueva Inglaterra; el de las montañas Ossipee forma un círculo completo. (véase la fig. 4-7). La intrusión arqueada del monte Megantic, en el sur de Quebec, es nordmarkita; otro ejemplo es el dique de anillo del monte Major, en las montañas Belknap. Todos estos cuerpos y varios otros tienen linderos esencialmente verticales. En el sur de Quebec, sobre una distancia de 80 kilómetros, ocho cuerpos crescéticos (tapones o cuellos volcánicos) de rocas alcalinas, principalmente essexita, sienita y sienita-nefelina, se emplazaron por intrusión en los sedimentos paleozoicos del este de Montreal, y forman las Montereian Hills. También en Nigeria se encuentran rocas alcalinas comparables.

Origen. La ocurrencia geológica de la sienita alcalina sugiere que se requieren condiciones especiales o acumulación local de feldespatos alcalinos para su formación y de que el magma sienítico probablemente no esté presente en la corteza terrestre. La asociación muy común de la sienita con las sienitas feldespatoideas señala una relación entre el origen de la sienita y el de las rocas de nefelina.

Las sienitas de nefelina asociadas con los bordes de las masas de sienita y de granito, han sido encontradas en Palabora, Transvaal, el distrito que sirve de frontera a la Columbia Británica, y en varios lugares de Ontario. La mayoría de tales sienitas-nefelina ocurren asociadas con calizas y dolomitas y su existencia se explica mejor como debidas a la desilicificación de un magma silíceo, según Daly y Shand.

Los gneis nefelinizados de los terrenos precámbricos se caracterizan por la exfoliación dejada como vestigio en las rocas de nefelina, por la

asociación de las pegmatitas de nefelina y por la transición gradual de las rocas de nefelina a gneis. Estas peculiaridades son semejantes a las rocas mezcladas que ocurren en los bordes de los batolitos graníticos. Los gneis de nefelina pueden así considerarse como migmatitas normales, resultantes de la inyección y reemplazamiento por fluidos pegmatíticos de nefelina. Las pegmatitas de nefelina mismas pueden considerarse como pegmatitas normales desilicificadas por reacción con las calizas asociadas con los gneis.

Los complejos diferenciados de diques de anillo asociados con las carbonatitas, son rocas enigmáticas. El núcleo de la estructura del dique de anillo puede ser de carbonatita o de sienita-nefelina, pero está rodeado por diques anulares y láminas cónicas concéntricas, con frecuencia interrumpidos, de varias rocas que llevan nefelina. A causa del rasgo estructural peculiar exhibido, muchos geólogos interpretan estos complejos como respiraderos o chimeneas volcánicos. Los primeros investigadores, sin embargo, consideraron a las rocas ricas en carbonatos como calizas que se habían llegado a relacionar con un material magmático y que eran responsables de la desilicificación del magma, dando por resultado la formación de nefelina. El problema puede ser resuelto en la investigación de laboratorio de los sistemas de carbonatos-silicatos.

Los cuerpos intrusivos de sienita-nefelina con estructura de capas que se han descrito anteriormente, de la península de Kola; el lacolito Pilansberg del Transvaal, de Africa del Sur; Ice River, de Columbia Británica, y de Julianehaab, en Groenlandia, exhiben semejanzas estructurales y mineralógicas a los complejos de diques de anillo.

ROCAS VOLCÁNICAS

(Andesitas, traquiandesitas, traquitas, fonolitas)

Andesitas

COMPOSICIÓN Y TEXTURA

La andesita toma su nombre de las lavas en la gran cordillera de los Andes, de América del Sur. En seguida del basalto, la andesita es el tipo más abundante de roca volcánica. Las andesitas son aquellas lavas en las cuales la plagioclasa sódica a subcálcica es el constitutivo predominante. Los feldespatos alcalinos pueden presentarse en pequeñas cantidades, y el cuarzo, aunque no siempre es visible, sí está presente en la parte vítrea de la pasta. Los minerales ferromagnesianos comunes pueden ser la biotita, la hornblenda, la augita o la hiperstena, los cuales dan origen a las variaciones nombradas según el componente,

como andesita de biotita, andesita de hornblenda, etc. Son comunes las andesitas que llevan olivino. Muchas de ellas se encuentran tan próximas al contacto entre la andesita y el basalto que sólo mediante análisis químico pueden clasificarse. Las lavas de contacto pueden mencionarse como "andesita basáltica". Las andesitas son generalmente porfíricas con feldespatos y minerales máficos en forma de fenocristales.

ALTERACIÓN

Las andesitas son susceptibles de una alteración conocida como *propilitización*, producida por soluciones deutéricas calientes e hidratadas, ricas en bióxido de carbono. Esta denominación fue aplicada por primera vez a las andesitas alteradas de Nevada. Las rocas propilitizadas están compuestas de epidota, clorita, zoisita, uralita, pirita, serpentina y carbonatos. Las rocas alteradas se conocen con el nombre genérico de propilita. La hornblenda uralítica proviene del piroxeno. La forma en clorita y de carbonato proceden del piroxeno y de otros minerales ferromagnesianos. Los productos de alteración de grano fino, compuestos predominantemente de clinozoisita y epidota (saussurita) representan la plagioclasa. La clorita, la zoisita y la epidota pueden impregnar a todos los minerales originales. El resultado es una roca propilitizada de color verde opaco, en la cual sólo se conservan los rasgos más toscos de la textura.

OCURRENCIA EN EL CAMPO

Las andesitas de hornblenda y biotita forman por lo general derrames gruesos y cortos, protuberancias dómicas de lados de gran pendiente, o tapones y diques. Generalmente son más silíceas que máficas y, por tanto, pasan gradualmente a dacitas y traquiandesita. Las andesitas de piroxeno son más máficas, y especialmente comunes como volcanes grandes compuestos en cinturones orogénicos. Las andesitas portadoras de olivino se encuentran ampliamente difundidas en los volcanes oceánicos y en los cinturones orogénicos de los continentes. Ciertamente son las rocas volcánicas predominantes entre las lavas de los períodos Terciario y Cuaternario de los volcanes de Cascade, del poniente de los Estados Unidos, del Caribe, de México y de los Andes, de los volcanes del archipiélago japonés y de las Indias Orientales (el área que circunda al Pacífico). Los grandes estratovolcanes de estas áreas son predominantemente andesíticos, aunque comúnmente están formados por derrames y material de *expulsión* cuya composición varía desde basalto hasta dacita o riolita. En el lado del Pacífico de la línea de la andesita

(fig. 4-14), las rocas volcánicas son basálticas; del otro lado, las rocas dentro de la cuenca del Pacífico son principalmente andesíticas. La andesita también ocurre en abundancia en relación con la formación de las cadenas Alpes-Himalaya, en las regiones húngara, balcánica, caucásica y pérsica.

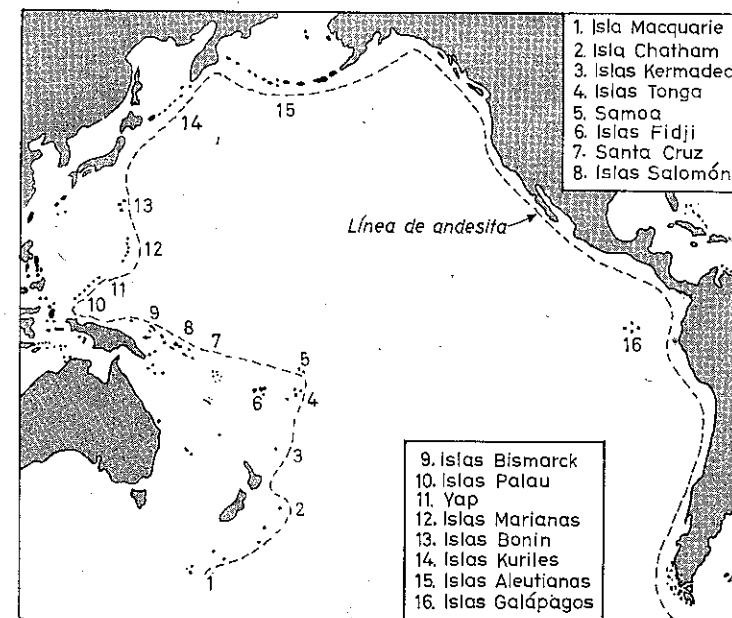


FIG. 4-14. La línea de la andesita en el Océano Pacífico. Esta línea marca la frontera de la verdadera cuenca del Pacífico en un sentido geológico. En el lado del Pacífico de la línea, las rocas volcánicas son basálticas; en el otro lado son principalmente andesíticas. (Según H. H. Hess, *Trans. Am. Geophys. Union*, 1948.)

ORIGEN

Hablando en términos generales, las andesitas son rocas intermedias entre las riolitas y los basaltos. Esto ha conducido a dos hipótesis posibles en relación con su origen. La primera establece que la asociación riolita-andesita-basalto indica que éstas son productos de la cristalización normal de un magma máfico originalmente homogéneo. La segunda, que la presencia de materiales extraños en muchos derrames de andesita señala el hecho de que algunas andesitas están formadas por contaminación de fragmentos de la roca encajonante o por mezcla con otro magma. De allí, A. Holmes y R. A. Daly han propuesto que las andesitas pueden resultar de la silicificación del basalto por material sílico de la corteza.

Las *traquiandesitas* o *latitas* son los equivalentes volcánicos de las monzonitas. Cualquiera andesita que contenga más de 10 por ciento de sanidina, ortoclasa o anortoclase, debe clasificarse como traquiandesita. En algunas traquiandesitas puede haber un poco de leucita; en las rocas de transición a la dacita, por otra parte, puede haber cantidades considerables de cuarzo en la pasta. En otras palabras: las traquiandesitas pueden considerarse como andesitas ricas en feldespato de potasio, pero con una relación de feldespato de potasio a feldespato total, menor que la que es característica de las monzonitas.

Las *traquitas* y rocas afines son equivalentes volcánicos e hipabisales de grano fino de la sienita. Su composición varía desde la de traquitas portadoras de cuarzo a la de las variedades feldespatoideas. Las primeras pasan en forma gradual a riolitas, y las últimas a fonolitas, cuando la cantidad de cuarzo por una parte, o la de feldespatoideos por otra, aumentan más de 10 por ciento. Virtualmente, todas las traquitas son porfíricas, y tienen sanidina, feldespato alcalino o minerales máficos en forma de fenocristales encerrados en una pasta fluida de materiales feldespáticos. A pesar del alineamiento fluidal, las líneas de corriente tan características de muchas riolitas son raras. En las traquitas normales se encuentran vesículas, pero son raras en las variedades feldespatoideas. Las traquitas se denominan atendiendo a la naturaleza de los minerales característicos predominantes, como traquita de cuarzo, traquita de hornblenda o traquita fonolítica, etc.

Las traquitas de Game Ridge, en Rosita Hills, de Colorado, son porfíricas, con sanidina, plagioclase y biotita en forma de fenocristales en una pasta de ortoclase, plagioclase y un poco de cuarzo. Mount Penell, en las montañas Henry, de Utah, es traquítica o traquiandesítica. Las traquitas alcalinas se encuentran bien desarrolladas en la parte oriental de Australia y Nueva Zelanda. Se han reconocido innumerables ocurrencias de traquitas en algunas islas oceánicas, como Ascensión, la isla Gough en el Atlántico del Sur, y en las islas Maui y Hualalai del grupo hawaiano. Las traquitas de ocurrencia abundante en Kenya, Africa, son fonolíticas.

Las *fonolitas* son lavas que se caracterizan por la nefelina o la leucita presentes, correspondiendo así en composición a la sienita de nefelina o a la sienita de leucita. También pueden considerarse como traquitas de bajo grado de saturación, con un contenido de feldespatoideos superior a 10 por ciento. La mayoría de las fonolitas son porfíricas, y su pasta es de grano fino o vítrea. En la región alcalina clásica de las montañas Highwood, de Montana, las fonolitas de analcita portadoras de olivino son de las que están distribuidas en los volcanes con mayor abundancia. Las fonolitas de leucita forman lavas voluminosas en Leu-

cite Hills, de Wyoming. Por el aumento de la cantidad de plagioclase, las fonolitas de leucita pasan gradualmente a *tefritas* de leucita (sin olivino) y a *basanitas* (con olivino), siendo ambos tipos feldespatoideos del basalto; por la desaparición de todos los feldespatos, pasan a *leucititas*, las cuales contienen principalmente leucita y piroxeno sódico.

Origen de las fonolitas y rocas afines

El origen de las rocas fonolíticas puede considerarse de dos maneras. Las lavas traquíticas y fonolíticas que están asociadas con los basaltos de olivino del Pacífico son el resultado normal de la diferenciación magmática de un magma basáltico. Por otra parte, en las lavas leucíticas del área de Navajo, Arizona, y en la leucita de Roma y de Nápoles, en Italia, la asimilación se muestra claramente por la presencia de xenolitos de granito en la primera y fragmentos de caliza en la última. En consecuencia, la asimilación parece haber desempeñado un papel importante en la formación de estas lavas.

EL CLAN DEL GABRO

ROCAS PLUTÓNICAS

(Gabros, noritas, troctolitas, anortositas y gabros alcalinos)

Composición y textura

Las rocas ígneas máficas principales del clan del gabro son los gabros, las diabasas y los basaltos, las cuales tienen, casi todas, índices de color que varían entre 40 y 70.

El principal elemento mineral constitutivo en la mayoría de los gabros es la plagioclase cálcica; los minerales máficos típicos, en orden de abundancia, son la augita, la hiperstena y el olivino. Raras veces contienen los gabros hornblenda y biotita, los minerales característicos de las dioritas.

Los llamados *gabros normales* (it., probablemente del L. *glaber*, terso o liso) están compuestos principalmente por plagioclase cálcica (labradorita) y augita o dialaga. A los gabros en los que predomina la hiperstena sobre el clinopiroxeno se les llama *noritas*; aumentando la cantidad de olivino, estas rocas pasan en forma gradual a *gabros de olivino* y a *noritas de olivino*. Pueden transformarse en *troctolita*, en la cual el olivino y la plagioclase cálcica son los principales minerales constitutivos. Por reducción de todos los minerales máficos, el gabro pasa a *anortositas* (f., del gr. *an-* no + *orthos*, derecho). La composición mi-

neralógica del gabro y rocas afines está indicada en la figura 4-15. En la tabla 4-11 se presenta la composición química media de este clan.

La mayoría de los gabros carecen de fenocristales y tienen una textura subhedral o anhedral-granular (textura gabroide). En muchos de ellos, los minerales máficos se encuentran agrupados íntimamente, y es común que aparezcan segregados en capas o bandas bien definidas. Ciertamente, el bandeo es una de las características estructurales más desta-

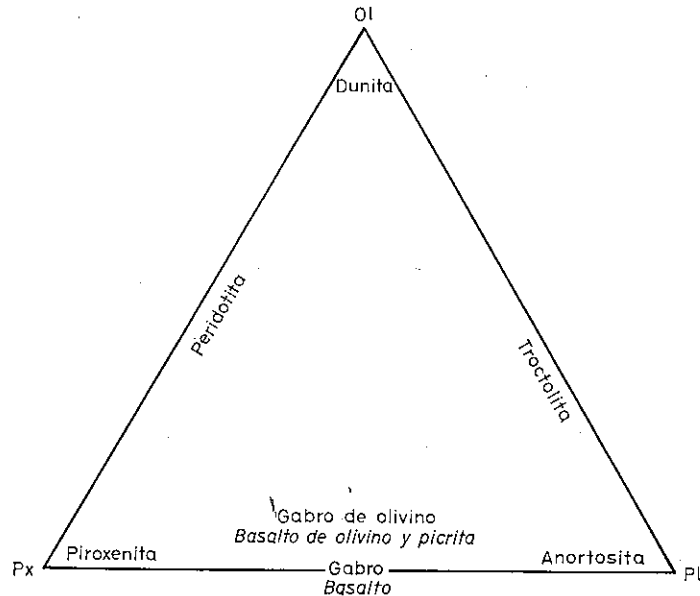


FIG. 4-15. Composición mineralógica de las rocas máficas y ultramáficas en función de tres minerales, a saber: OL, olivino; Px, piroxeno, y Pl, plagioclasa cálcica. Nótese que muchas de estas rocas no tienen equivalentes volcánicos correspondientes exactos. Los equivalentes volcánicos del gabro están en cursiva.

cadadas de los complejos gabroicos. Las fajas o bandas pueden ser de notable regularidad y se presentan a escala relativamente pequeña; a veces tienen sólo unos cuantos centímetros de espesor. Algunas bandas son de carácter gradual, con una gradación semejante a la del grano en las rocas sedimentarias. En consecuencia, la base de una banda puede ser bien definida, y constar predominantemente de minerales máficos; éstos se mezclan en mayor proporción con feldespatos y son finalmente casi minerales feldespáticos puros en la parte superior de la banda. Las inversiones de esta secuencia son comunes y se han visto en bandas adyacentes. A este tipo de fajeado se le llama *bandeado rítmico*. Al cambio

TABLA 4-11
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMAS DEL CLAN DEL GABRO

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	48.36	43.94	50.83	45.78	51.33
TiO ₂	1.32	2.86	2.03	2.63	1.10
Al ₂ O ₃	16.84	14.87	14.07	14.64	18.04
Fe ₂ O ₃	2.55	4.35	2.88	3.16	3.40
FeO	7.92	7.80	9.06	8.73	5.70
MnO	0.18	0.15	0.18	0.20	0.16
MgO	8.06	9.31	6.34	9.39	6.01
CaO	11.07	12.37	10.42	10.74	10.07
Na ₂ O	2.26	2.32	2.23	2.63	2.76
K ₂ O	0.56	0.92	0.82	0.95	0.82
H ₂ O	0.64	0.66	0.91	0.76	0.45
P ₂ O ₅	0.24	0.44	0.23	0.39	0.16
Normas					
qz	—	—	3.5	—	2.2
or	3.3	5.6	5.0	6.1	5.0
ab	18.9	12.1	18.9	18.3	23.6
an	34.2	27.5	25.9	24.7	33.9
ne	—	4.0	—	2.3	—
CaSiO ₃	8.0	13.0	10.3	10.8	6.4
MgSiO ₃	14.0	9.3	15.8	7.1	15.0
FeSiO ₃	7.4	2.5	11.2	2.9	6.1
Mg ₂ SiO ₄	4.3	9.8	—	11.5	—
Fe ₂ SiO ₄	2.5	2.9	—	5.0	—
mt	3.7	6.3	4.2	4.6	4.9
il	2.4	5.5	3.8	5.0	2.1
ap	0.6	1.0	0.5	1.0	0.3
Número de análisis	160	42	137	96	56

^a Gabro promedio.
^b Gabro alcalino promedio.
^c Basalto toleítico normal (y dolerita).
^d Basalto alcalino normal (y dolerita).
^e Basalto "central".

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 1954.

progresivo ascendente en la composición mineral se le ha llamado *bandeado criptico*. Finalmente, a un bandeado debido al paralelismo de minerales tabulares, principalmente plagioclasa, puede llamársele *laminación ígnea*. Estos tres tipos de capeo han sido reconocidos por L. Wager y W. A. Deer en su investigación de la intrusión Skaergaard del este de Groenlandia. Pero también aparecen en otros complejos impor-

tantes, como los de Bushveld y Stillwater. En las secciones que siguen se presentan descripciones breves de estas intrusiones.

Otra textura poco común que se encuentra en algunas rocas gabroicas es la orbicular. En ésta, la roca se caracteriza por manchas o parches de forma ovalada a circular, que generalmente consisten en núcleos de plagioclasa circundados por anillos alternados de hornblenda o piroxeno y plagioclasa. Se han descrito rocas de este tipo procedentes del gabro y de la norita de California, de la norita de Ontario y del gabro de Córcega y de Noruega.

En las rocas no deformadas, el tamaño medio del grano sobrepasa generalmente a un milímetro, pero en las rocas fracturadas por cizalleo gran parte del feldespato puede estar granulado a un tamaño menor. La anortosita y rocas afines muestran también su exfoliación característica. El olivino de la troctolita puede convertirse en antigorita, bowlingita o iddingsita, de modo que en los ejemplares de mano la matriz feldespática pálida aparece graneada de manchas rojo intenso, café, verdes o negras. De aquí el nombre alemán de la troctolita, que es Forellenstein, que significa literalmente "roca de trucha".

Pueden incluirse otras rocas entre los gabros y noritas, a causa de sus altos índices de color y bajo contenido de sílice, aun cuando contengan plagioclasa más sódica que la labradorita y aunque también lleven cuarzo. Si el contenido de cuarzo es superior a 10 por ciento, se les llama *gabros de cuarzo* o *noritas de cuarzo*, y si el contenido es menor de dicha cantidad se les llama simplemente "cuarcíferas". En el lopolito Sudbury, de Ontario, se encuentran ejemplos de rocas gabroicas cuarcíferas.

En algunos de los gabros, la hornblenda es el principal mineral máfico, y la plagioclasa es generalmente más cálcica que la labradorita. Los *gabros de hornblenda* de Noruega, el complejo San Marcos, de California del Sur, y el gabro Gilford, de New Hampshire, son buenos ejemplos. Las *noritas de hornblenda* están bien representadas en el complejo Cortland, de Nueva York.

Las rocas gabroicas de todas clases tienen *variedades pegmatíticas* de grano muy grueso, la mayoría de las cuales contienen minerales máficos en abundancia, tienen plagioclasa ligeramente más sódica y son ricas en mineral de hierro y apatita.

Finalmente, las rocas gabroicas pueden ser de bajo contenido de sílice y alto contenido de álcalis, y su contenido de minerales es variable en extremo. Por el aumento de sus índices de color a 70 o más, algunas de ellas pasan gradualmente a ser miembros de las rocas ultramáficas; otras, por el aumento de su contenido de sílice, pasan en forma gradual a rocas de tipo intermedio, como sienitas y sienitas feldespatoideas; otras

aún pasan a rocas del tipo del gabro propiamente dicho que se acaba de describir.

Los gabros alcalinos son un grupo de rocas más bien raras. Ocurren en asociaciones hipabisales complejas como sills diferenciados o comple-

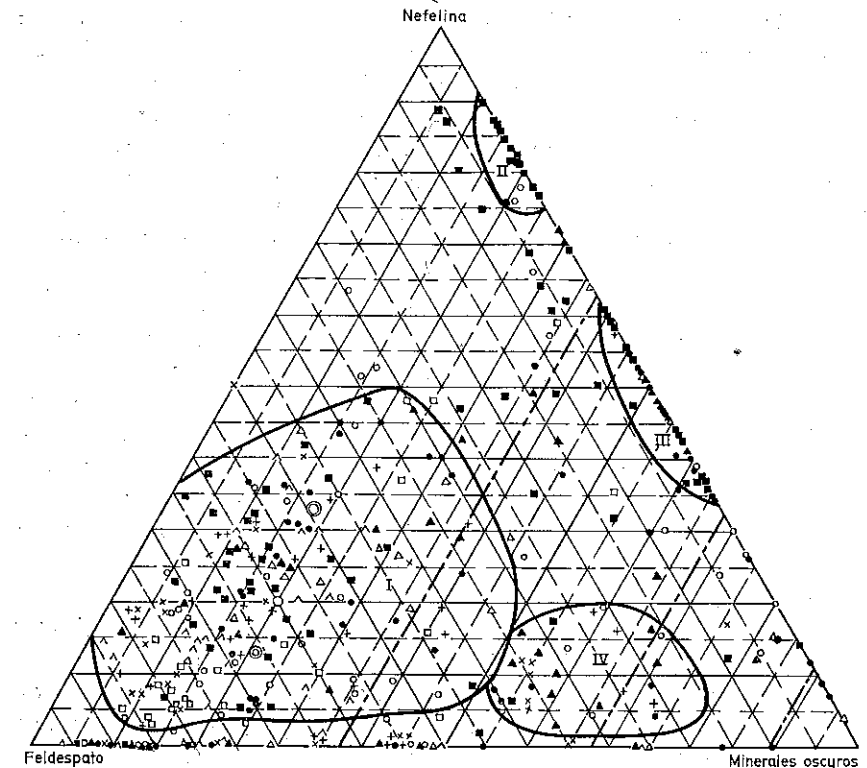


FIG. 4-16. Composición mineralógica cuantitativa de los tipos principales de rocas alcalinas. (Modificada de Kupletsky y Ohnova, *Trudy Petrog. Inst. Akad. Nauk U. S. S. R.*, 1934.) I = sienitas nefelina y litchfielditas. El feldespato de las sienitas nefelinas es predominantemente ortoclasa (frecuentemente ortoclasa sódica). En las litchfielditas el feldespato es predominantemente plagioclasa albitica (o por lo menos lo es exclusivamente en la mariupolita y en la canadita). II-III = serie urtita-ijolita. IV = malignitas.

jos volcánicos, y pasan gradualmente a dioritas alcalinas y monzonita por una parte, y a rocas ultramáficas por otra. A continuación se describen varios gabros alcalinos comunes.

Las *essexitas* y las *teralitas* (Cap. 5, fig. 16a) son gabros feldespatoideos de composición y textura extremadamente variables. Ambas contienen aproximadamente la misma cantidad de feldespato alcalino, pero

tantes, como los de Bushveld y Stillwater. En las secciones que siguen se presentan descripciones breves de estas intrusiones.

Otra textura poco común que se encuentra en algunas rocas gabroicas es la orbicular. En ésta, la roca se caracteriza por manchas o parches de forma ovalada a circular, que generalmente consisten en núcleos de plagioclasa circundados por anillos alternados de hornblenda o piroxeno y plagioclasa. Se han descrito rocas de este tipo procedentes del gabro y de la norita de California, de la norita de Ontario y del gabro de Córcega y de Noruega.

En las rocas no deformadas, el tamaño medio del grano sobrepasa generalmente a un milímetro, pero en las rocas fracturadas por cizalleo gran parte del feldespato puede estar granulado a un tamaño menor. La anortosita y rocas afines muestran también su exfoliación característica. El olivino de la troctolita puede convertirse en antigorita, bowlingita o iddingsita, de modo que en los ejemplares de mano la matriz feldespática pálida aparece graneada de manchas rojo intenso, café, verdes o negras. De aquí el nombre alemán de la troctolita, que es Forellenstein, que significa literalmente "roca de trucha".

Pueden incluirse otras rocas entre los gabros y noritas, a causa de sus altos índices de color y bajo contenido de sílice, aun cuando contengan plagioclasa más sódica que la labradorita y aunque también lleven cuarzo. Si el contenido de cuarzo es superior a 10 por ciento, se les llama *gabros de cuarzo* o *noritas de cuarzo*, y si el contenido es menor de dicha cantidad se les llama simplemente "cuarcíferas". En el lopolito Sudbury, de Ontario, se encuentran ejemplos de rocas gabroicas cuarcíferas.

En algunos de los gabros, la hornblenda es el principal mineral máfico, y la plagioclasa es generalmente más cálcica que la labradorita. Los *gabros de hornblenda* de Noruega, el complejo San Marcos, de California del Sur, y el gabro Gilford, de New Hampshire, son buenos ejemplos. Las *noritas de hornblenda* están bien representadas en el complejo Cortland, de Nueva York.

Las rocas gabroicas de todas clases tienen *variedades pegmatíticas* de grano muy grueso, la mayoría de las cuales contienen minerales máficos en abundancia, tienen plagioclasa ligeramente más sódica y son ricas en mineral de hierro y apatita.

Finalmente, las rocas gabroicas pueden ser de bajo contenido de sílice y alto contenido de álcalis, y su contenido de minerales es variable en extremo. Por el aumento de sus índices de color a 70 o más, algunas de ellas pasan gradualmente a ser miembros de las rocas ultramáficas; otras, por el aumento de su contenido de sílice, pasan en forma gradual a rocas de tipo intermedio, como sienitas y sienitas feldespatoideas; otras

aún pasan a rocas del tipo del gabro propiamente dicho que se acaba de describir.

Los gabros alcalinos son un grupo de rocas más bien raras. Ocurren en asociaciones hipabisales complejas como sills diferenciados o comple-

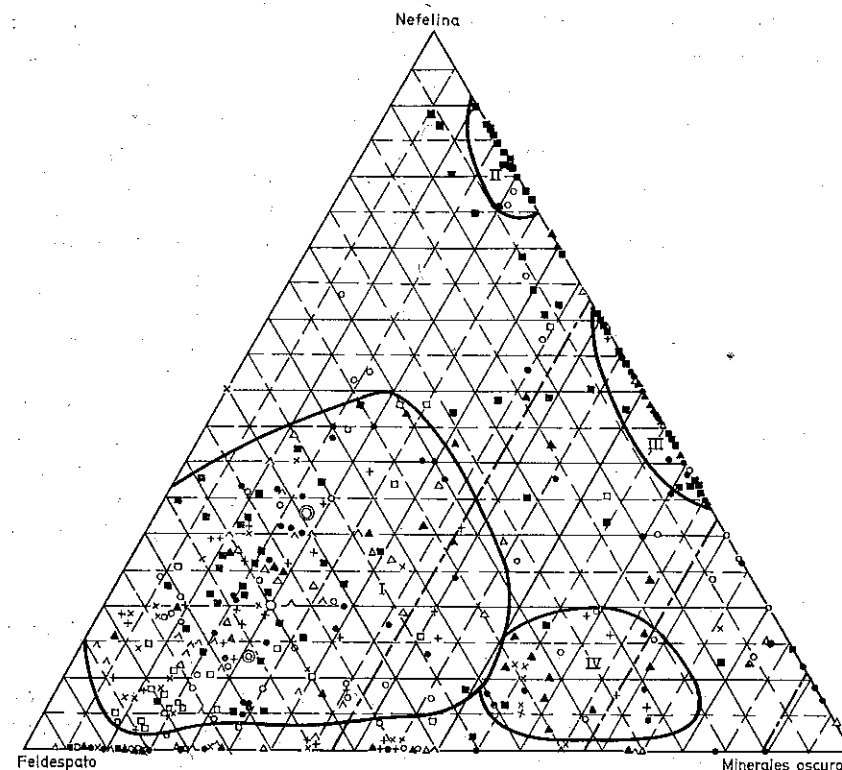


FIG. 4-16. Composición mineralógica cuantitativa de los tipos principales de rocas alcalinas. (Modificada de Kupletsky y Ohnova, *Trudy Petrog. Inst. Akad. Nauk U. S. S. R.*, 1934.) I = sienitas nefelina y litchfielditas. El feldespato de las sienitas nefelinas es predominantemente ortoclasa (frecuentemente ortoclasa sódica). En las litchfielditas el feldespato es predominantemente plagioclasa albitica (o por lo menos lo es exclusivamente en la mariupolita y en la canadita). II-III = serie urtita-ijolita. IV = malignitas.

jos volcánicos, y pasan gradualmente a dioritas alcalinas y monzonita por una parte, y a rocas ultramáficas por otra. A continuación se describen varios gabros alcalinos comunes.

Las *essexitas* y las *teralitas* (Cap. 5, fig. 16a) son gabros feldespatoideos de composición y textura extremadamente variables. Ambas contienen aproximadamente la misma cantidad de feldespato alcalino, pero

la essexita tiene más plagioclasa y menos feldespatoideos que la teralita. El tipo essexita viene del Salem Neck, Massachusetts, y es mucho más rico en nefelina que los de otras regiones. La abundancia de feldespatoideos sódicos como la nefelina, la sodalita, la hauynita y la noselita caracteriza a las teralitas. Las teralitas procedentes de las montañas Crazy, de Montana, y de Duppau, en Bohemia, son bastante conocidas. Al tipo correspondiente a la teralita, en el cual la analcita toma el lugar de la nefelina, se le llama *teschenita* (de Teschen, Moravia).

Entre los gabros alcalinos ricos en nefelina, deben bastar tres ejemplos. El tipo *ijolita* (de Ijola, Finlandia) consta esencialmente de nefelina y piroxeno sódico. Al aumentar la cantidad de nefelina, la roca pasa al tipo conocido como *urtita* (de Lujaur-Urt, Finlandia). Gran parte de la ijolita de la isla Alnö, de Suecia, y de Magnet Cove, en Arkansas, contiene granate melanita en abundancia; y algunos de Kenya, en Africa, llevan grandes cristales de wollastonita. La serie de la ijolita de Iron Hill, en el condado de Gunnison, Colorado, que varía en composición desde la de las rocas de diópsida pura hasta la de las de nefelina casi pura, refleja claramente la variabilidad de las rocas gabroicas alcalinas ricas en nefelina. La *missourita* (del río Missouri, en Montana) es un gabro feldespatoide que contiene leucita en abundancia. Esta roca es un equivalente de grano grueso del basalto de olivino-leucita, y se encuentra próxima al contacto entre las rocas máficas y las ultramáficas.

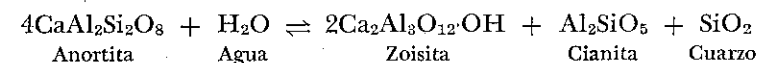
Las *malignitas* son rocas extremadamente variables, pero en este caso el nombre queda restringido a las rocas de próxima semejanza a las dominantes de la localidad de Poohbah Lake, en Ontario. En éstas, la egrina-augita forma casi la mitad del volumen; la nefelina y la ortoclasa forman alrededor de 20 por ciento, y el resto está formado por minerales accesorios como biotita, apatita, granate melanita, esfena y mineral de hierro. La malignita también se presenta en las montañas Okanagan, de Washington y la Columbia Británica, y en las montañas Katzenbuckel, de Alemania.

La clasificación mineralógica de los tipos principales de las rocas alcalinas se representa gráficamente en la figura 4-16.

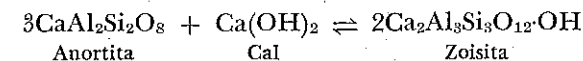
Alteración del gabro

Las rocas gabroicas exhiben muchos interesantes e instructivos fenómenos de alteración. Cuando la plagioclasa cálcica ha estado expuesta a disoluciones acuosas calientes, se saussuritiza, es decir, se descompone en un agregado de clinozoisita, zoisita, albita y epidota. La *saussuritización* es producida ordinariamente por disoluciones magmáticas residua-

les calientes al actuar sobre sus propios precipitados. Los gabros atacados por sus propios licores residuales son víctimas de esta alteración. La zoisita puede formarse a partir de la anortita, de acuerdo con la reacción siguiente:

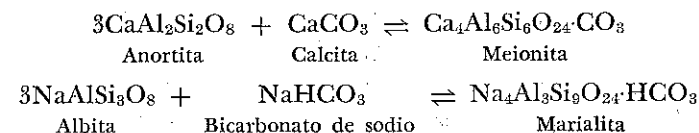


O bien, si hay presentes disoluciones que llevan cal, es posible la reacción siguiente:



Según Barth, la zoisita en este sentido es la "modificación" de baja temperatura de la anortita. La albita no tiene modificación equivalente de baja temperatura, sino que es estable por sí misma a baja temperatura. Los licores o disoluciones hidrotermales residuales (véase el Cap. 5), al ponerse en contacto con la anortita extraen $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Es probable que las disoluciones que están dentro de los poros en las rocas naturales sean alcalinas, y que la segunda reacción dada arriba describa las condiciones verdaderas que prevalecen durante la saussuritización. En la Naturaleza, la zoisita tiene generalmente algo de hierro férrico en disolución sólida, y debe llamarse epidota más que zoisita.

Si las disoluciones hidrotermales contienen carbonato, puede resultar la *escapolitización*. Barth considera a la meionita y a la marialita, producidas por las siguientes reacciones, como la "modificación" de baja temperatura de la anortita y la albita, respectivamente:



La escapolitización ocurre comúnmente a baja temperatura, y consiste en que se desarrolla una escapolita de composición correspondiente a la de la plagioclasa original. La plagioclasa es estable a temperatura más alta; al enfriarse, se descompone en escapolita cálcica y plagioclasa sódica. Por tanto, la escapolita es comúnmente más cálcica que la plagioclasa con la que está en contacto. Los gabros de escapolita se encuentran en el área de Grenville, de Ontario, y en el sur de Noruega. En Sudbury, Ontario, se ha desarrollado un poco de escapolita como producto de alteración de las rocas gabroicas.

La *prehnitización* del gabro también ha sido descrita en varias localidades. En la mayoría de los casos se atribuyen las alteraciones a la penetración de líquidos y vapores debida a la permeabilidad, en las intrusiones de masa fundida granítica cercana, efectuada a través de las rocas gabroicas. Durante la alteración resulta un cambio de condiciones en el reemplazamiento de la zoisita por la prehnita, que conduce a la formación de la roca prehnita-zoisita o de la roca prehnita. La alteración prehnita-zoisita de los gabros ocurre en la vecindad de Barie Verte, Terranova, y en las áreas orientales de los Adirondacks de Nueva York. Una comparación de los análisis químicos del gabro menos alterado con el de la roca prehnita-zoisita de las montañas Wichita, de Oklahoma, indica un aumento grande en la cal y una disminución en la sílice, hierro, magnesio, y el contenido de álcalis (véanse las tablas 3-2 y 3-3 en el Cap. 3).

Ocurrencia en el campo

Los gabros y rocas afines se presentan en sills gruesos, grandes diques y grandes troncos. El lugar de emplazamiento de estas rocas plutónicas básicas varía indudablemente muchísimo. Así, los gabros de grano grueso se encuentran en diques de anillo que forman parte del basamento de los volcanes terciarios de Escocia. También se encuentran en terrenos precámbricos, como los de Grenville, que representan algunas de las partes que han sufrido erosión más profunda de la corteza terrestre. Los gabros, las noritas y las anortositas se encuentran algunas veces en intrusiones enormes comparables con las grandes masas de granito. La anortosita y rocas afines de los Adirondacks de Nueva York cubren 3,080 kilómetros cuadrados. En las montañas Laramie, de Wyoming, hay 1,000 kilómetros cuadrados de labradorita. Las intrusiones de anortosita del este del Canadá ocupan alrededor de 15,000 kilómetros cuadrados en Quebec y Labrador. El gabro de Sudbury, en Ontario, cubre 1,300 kilómetros cuadrados. En la tabla 4-12 se indican otros cuerpos anortosíticos.

Uno de los cuerpos intrusivos más grandes de gabro de olivino es el lopolito de Duluth, Minnesota, el cual tiene una área de 6,150 kilómetros cuadrados y un espesor probable de 6,000 metros. Esta gran masa de roca varía desde el gabro normal y la anortosita hasta el gabro de olivino, la troctolita y la peridotita; más de dos terceras partes de la masa es gabro de olivino.

El complejo Stillwater, de Montana, es un lopolito estratiforme volteado hacia arriba, con un afloramiento de 48 kilómetros de largo y un espesor expuesto de 5,400 metros. La parte superior de la masa bandea es principalmente norita, troctolita, anortosita y gabro; la parte inferior consiste en una capa de gran espesor de cromitita, piroxenita,

TABLA 4-12
CUERPOS ANORTOSÍTICOS PRECÁMBRICOS
(En kilómetros cuadrados)

En la península del Labrador (17 cuerpos grandes)	128,500
En el distrito Saguenay, Quebec	14,850
Distrito Morin, Quebec	2,460
St. Urbain, Quebec	360
Chibougamau, Quebec	260
Distrito de Rainy Lake, Ontario	65
Adirondacks, estado de Nueva York	2,970
Cuadrángulo Sherman, Wyoming	130
Alto St. Joe River, Idaho	15
Distrito Voss-Sogn, Noruega	2,000
Distrito Egersund-Sogndal, Noruega	100
Distrito Bergen, Noruega (3 cuerpos pequeños)	10-150

peridotita y dunita en capas rítmicas cuyo espesor varía desde unos cuantos milímetros hasta veintenas de metros (fig. 4-17). Se midió una sección en la que había 77 fajas dentro de un espesor de 60 metros.

En Bay-of-Islands, Terranova, hay cuatro intrusiones de formación en capas, de Edad Ordoviciana, que se encuentran dentro de un cinturón de 105 kilómetros de largo y 16 de ancho. Las cuatro masas muestran la misma notable alternación de las fajas cuya composición varía desde la del gabro hasta la de la peridotita. La masa de la Table Mountain contiene unos 2,100 metros de gabro de olivino, gabro anortosítico y peridotita de bytownita sobre 4,200 metros de dunita de broncita y peridotita de broncita.

El complejo precámbrico Bushvel, del Transvaal, en Africa del Sur, es una de las intrusiones más grandes del mundo, con una área de casi 51,000 kilómetros cuadrados, y en algunos lugares de hasta 8 Km de espesor vertical. Su parte superior está formada por rocas graníticas. Estas pasan a gabro, anortosita, norita, piroxenitas, bandas ricas en cromita y muchas otras rocas hacia abajo. Las rocas son tan variables y complejas que esta intrusión es el conjunto ígneo más espectacular del mundo.

El complejo Sittampundi, de Edad Precámbrica, que se encuentra en el estado de Madrás, de la India, es un lopolito de 2.4 Km de ancho y 40 Km de largo, compuesto principalmente de piroxenita, anortosita y rocas gabroicas. El espesor total alcanza 1,800 m (fig. 3-6). La secuencia vertical de las rocas de estos tres complejos estratiformes antes descritos aparece resumida en la tabla 4-13.

Otro gran lopolito de gabro de olivino y norita de olivino forma la península de Sierra Leona, en Africa occidental. El área ocupada por esta roca en la península sola es de casi 510 kilómetros cuadrados, y la

TABLA 4-13

SECUENCIA VERTICAL COMPARATIVA DE ALGUNOS COMPLEJOS DE GRAVEDAD Y ESTRATIFORMES

Nombre	Bushveld	Bay-of-Islands	Sittampundi
Longitud	450 Km	105 Km	40 Km
Anchura	240 Km	16 Km	2.4 Km
Espesor	3-5.5 Km	11 Km	1,800 m
Edad	Precámbrica	Ordoviciana	Precámbrica
Zona superior	Rocas ácidas (granito, granofiro y felsita)	Volcánicas en el techo	Parte superior erosionada
	Gabro en parte con granofiro intersticial. Andesina anortosita, dialagita, etc. Feldespato An_{45-60}	Gabro en parte fajeado con algunas zonas de troctolita, gabro de olivino, dunita feldespática, etc., con sólo un poco de piroxenita	Serie del gabro de eclogita Feldespato An_{45-60} Ortopiroxeno En_{84} Granate Mg_{45-50}
Zona principal	Norita, anortosita de labradorita, dialagita de hiperstena, hiperstenita de dialaga, etc., con capas de ilmenita-magnetita. Feldespato An_{60-70}		
Zona crítica	Norita fajeada, norita de dialaga, broncilita, harzburgita, bytownita, anortosita, etc., con varias capas de cromita y un horizonte de platino. Feldespato An_{70-80}	Dunita, peridotita, piroxenita subordinada; contiene zonas de troctolita, piroxenita de gabro, dunita feldespática, peridotita y anortosita gabroica	Serie anortosita con varias capas de cromita. Feldespato An_{80-100} . También varias capas delgadas de eclogita, piroxenita de granate y ortopiroxeno pirópito broncítico En_{85}
Zona de transición	Norita básica, broncilita, anortosita de bytownita, capas secundarias de cromita, lentes locales de sulfuros	Varias capas de cromita Grupo basal?	Granate Mg_{50-55}
Zona de enfriamiento brusco	Norita básica, broncilita, anortosita de bytownita Feldespato An_{73} Hiperstena En_{58}		Grupo basal oculto (?)
Variación mineralógica	Feldespato creciente hacia abajo en contenido de anortita. Piroxeno magnésiano hacia la base	Bytownita a labradorita Olivino Fa_7 a Fa_{20}	Feldespato An_{45-100} Ortopiroxeno En_{80-86} Granate Mg_{45-60}
Segregaciones y diques		Ortopiroxenos en la base y clinopiroxenos en la parte superior	Websterita* Pegmatita
Intrusiones sateliticas	Norita, dolerita de cuarzo, piroxenita localmente, broncilita de olivino, etc.	Venas de piroxenita, pegmatita de gabro, dunita feldespática, pórfido de basalto, gabro, granito Rocas ultramáficas, gabro, gabro de hornblenda	Piroxenita Websterita

* Una roca ultramáfica compuesta de hiperstena y dialaga.

FUENTE: A. P. Subramaniam, Bull. Geol. Soc. Am., 1956.

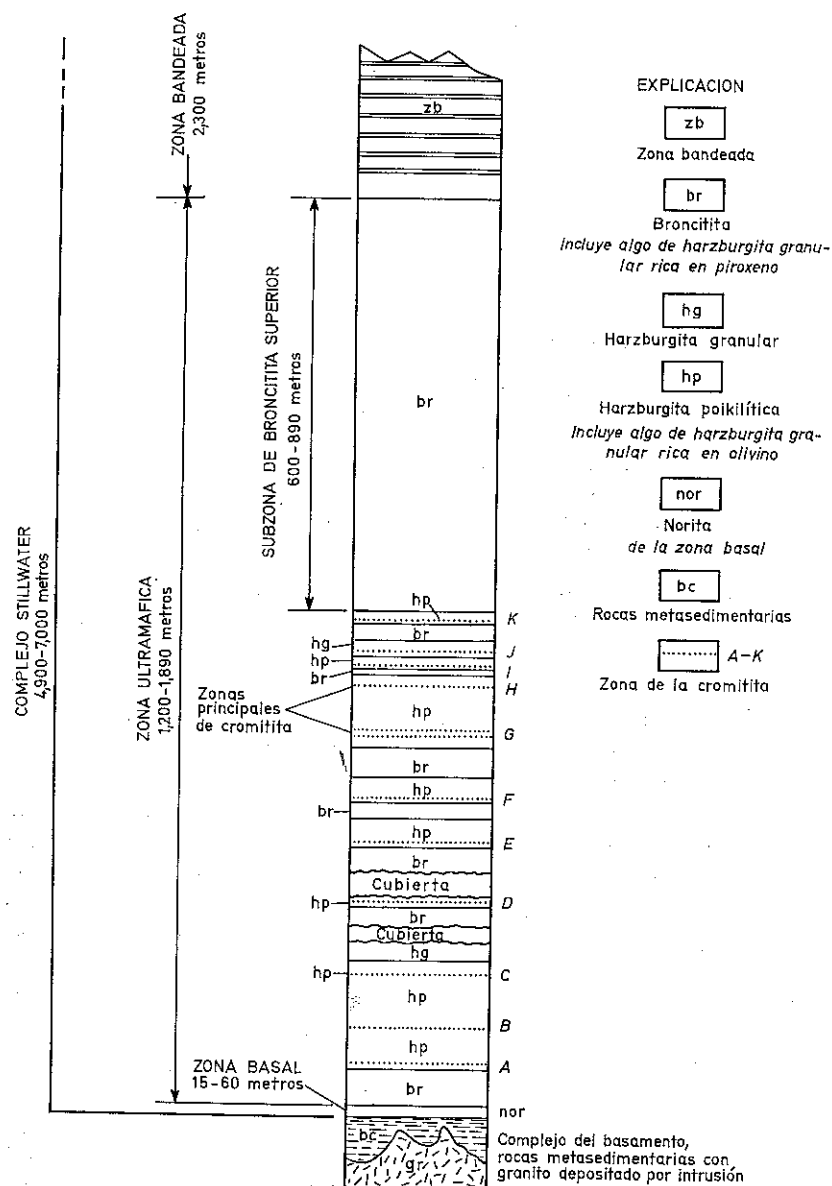


FIG. 4-17. Sección columnar generalizada de la zona ultramáfica, en la parte oriental del complejo Stillwater, Montana. (Según W. R. Jones, J. W. Peoples y A. L. Howland, U. S. Geol. Survey Bull., 1960.)

misma clase de roca reaparece en las islas Banana, lo cual demuestra que la norita continúa más allá hacia el mar.

El cuerpo laminar de Griqualand East, en Africa del Sur, está compuesto principalmente por gabro de olivino, pero tiene variedades silíceas (monzonita de cuarzo) en la facies del techo. Esta roca pasa hacia abajo a gabro, el cual se hace cada vez más rico en olivino hacia la base de la intrusión; la zona basal consiste en alteraciones de hiperstena rica en olivino, troctolita y roca ultramáfica rica en olivino. El espesor total de las rocas gabroicas alcanza los 900 metros, y el volumen de la roca de este cuerpo puede haber excedido a los 1,250 kilómetros cúbicos.

Origen de las rocas gabroicas

La semejanza en mineralogía y textura de todas las rocas gabroicas como los gabros, las noritas, las troctolitas, las anortositas, las diabasas y los basaltos indica que todas ellas provienen esencialmente del mismo tipo de magma, cristalizado en condiciones diferentes. La ocurrencia de las rocas gabroicas en los centros de diques y sills gruesos de carácter diabásico compuesto, y en los bordes diabásicos de grano fino de las grandes intrusiones de gabro, es una prueba más de esta relación genética. La notable semejanza química y mineralógica que existe entre estas rocas aun cuando estén situadas en lugares muy separados, sugiere un origen común para todas ellas y nos conduce a creer en la existencia de un magma primario de composición gabroica y basáltica en la formación de la tierra.

Dentro de las rocas gabroicas, las noritas y las anortositas presentan sus propios problemas especiales. Muchos intrusivos gabroicos estratiformes grandes, como el complejo de Bushveld, están formados parcialmente de gabro y parcialmente de norita. En este caso, el gabro de cuarzo, el gabro de hornblenda, la norita y la pegmatita de gabro afín son probablemente productos normales de diferenciación magmática. En otros casos, como en Snowbank Lake, de Minnesota, el gabro y el gabro de olivino pasan periféricamente a norita. Se cree que parte de la norita es una modificación del magma gabroico, producida como consecuencia de la asimilación de la roca regional pelítica. Tal caso fue descrito por Winchell en Snowbank Lake. En el noreste de Escocia, Watt y Read describieron otros casos de gabros circundados por noritas. Read cree que las noritas fueron originadas por contaminación del magma gabroico por una pizarra dura.

✓ El origen de las anortositas es atribuido por Bowen a la clasificación de los cristales originada por el aplastamiento de la cámara magmática que efectuaron las fuerzas de la corteza. La frecuente prueba de granula-

ción de los granos de plagioclasa indica que la deformación ha sido activa. Como las lavas de la composición de la anortosita son virtualmente desconocidas, Bowen sostiene que no pudo existir un magma de anortosita y que todas estas rocas de anortosita deben haberse formado por la separación de los cristales de plagioclasa que existen en el magma gabroico.

Las peculiaridades de textura y mineralógicas de los gabros alcalinos conducen a creer que éstos son productos de asimilación y reacción con las rocas regionales. La mezcla del magma de gabro con material alcalino puede también haber desempeñado un papel en el origen de los gabros alcalinos.

ROCAS VOLCÁNICAS

(Basaltos, diabasas, espilitas, traquibasaltos, etc.)

Composición, textura y ocurrencia en el campo*

Se dice que el término "basalto" se deriva de una palabra etíope que significa una piedra negra que lleva hierro. En el uso moderno, los basaltos pueden definirse como lavas máficas en las que la plagioclasa cálcica es el principal mineral constitutivo junto con un cierto número de minerales máficos. Los minerales máficos son augita, olivino y óxidos de hierro; la hornblenda, la biotita y la hiperstena ocurren sólo en casos excepcionales. Pueden distinguirse dos grupos de basalto, que son las *variedades portadoras de olivino* y las *variedades que carecen de olivino (toleitas)*, las cuales son marcadas frecuentemente por la presencia del cuarzo. Las primeras variedades del basalto se presentan comúnmente asociadas con productos de diferenciación alcalina, como el traquibasalto, la traquiandesita, la fonolita, mientras que los *basaltos toleíticos* aparecen asociados íntimamente con productos de diferenciación calcio-alcalinos, como la andesita, la dacita y la riolita.

En general, los basaltos son de textura de grano fino. Se encuentran variedades compuestas totalmente de vidrio en los bordes templados superficialmente de las intrusiones que sufrieron enfriamiento brusco y en la costra de los derrames. A tales vidrios se les llama *taquilita* (gr., "que se funde fácilmente") si son casi anhidros; y si contienen agua absorbida durante el enfriamiento rápido, por haber sido descargados en agua o bajo hielo, se les llama *palagonita*. Las palagonitas son muy abundantes en Islandia, en donde la gran mayoría de ellas se formaron durante las erupciones ocurridas dentro de los glaciares o debajo de ellos. También prevalecen entre los productos de erupciones volcánicas submarinas.

Las texturas porfiríticas son comunes en los basaltos, y los fenocristales pueden ser de olivino, de augita o de feldespato. En las variedades portadoras de olivino, generalmente es el olivino mismo el que es porfirítico; en otros tipos, el piroxeno o la plagioclasa, o ambos, pueden formar los fenocristales. Frecuentemente se desarrollan vesículas de gas; las más grandes son de varios decímetros de diámetro. Estas están rellenas por cristales de diversas zeolitas; las ágatas, los ópalos y la calcedonia son también comunes en tales rocas.

Los basaltos son con ventaja las más abundantes de todas las rocas volcánicas. Son los productos principales de los volcanes de escudo de los tipos hawaianos (la provincia intrapacífica), y predominan entre las lavas de los cinturones orogénicos. La cantidad de lavas basálticas emitida en la erupción por grietas es enorme (en las regiones continentales no orogénicas). Forman mesetas de lava de las cuales la meseta Deccan, del poniente de la India (Cretácico-Eoceno), y las planicies de Columbia-Snake River, en Washington y Oregon (del Mioceno), son ejemplos clásicos. Los basaltos Deccan cubren 512,000 kilómetros cuadrados, y el espesor medio es de más de 900 metros. Otros derrames espectaculares en los ambientes continentales son las lavas Keweenawanas del lago Superior (Precámbrico), las lavas Stormberg de Africa del Sur (Jurásico) y los basaltos de Paraná, en América del Sur (Jurásico).

Las *diabasas* hipabisales (*dolerita* en la Gran Bretaña y en otras partes) son en su mayoría de grano fino y mediano; las texturas porfirítica y ofítica están muy difundidas. La distinción básica entre el basalto y la diabasa, sin embargo, es el modo de ocurrencia. Los basaltos son rocas volcánicas, mientras que las diabasas predominan entre los diques y enjambres de sills intrusivos de poca profundidad, que han sido inyectados paralelamente a los lechos de estratos de muy poca inclinación u horizontales. El sill clásico de Palizadas, de Nueva Jersey, de alrededor de 300 metros de espesor, aflora en forma continua por una distancia de 80 kilómetros a lo largo del banco occidental del río Hudson, dando frente a la ciudad de Nueva York. En Africa del Sur, las rocas sedimentarias Karroo de muy suave inclinación, de la Edad Permocarboñífera, fueron invadidas en los tiempos jurásicos por una multitud de intrusiones de diabasa que afloran intermitentemente, sobre una área de por lo menos 2,560,000 kilómetros cuadrados. Los diques verticales son numerosos en la provincia de Africa del Sur. Algunos diques cuya anchura varía de 1.5 a 9 metros afloran individualmente por distancias de 8 a 64 kilómetros. El sill clásico Whin, del norte de Inglaterra, aflora por casi 128 kilómetros. Su espesor varía desde unos cuantos decímetros hasta más de 75 metros. Otras ocurrencias espectaculares de sills y diques de diabasa que cortan a las rocas sedimentarias paleozoicas

son muy conocidas en Tasmania y en la Antártida. Del área total de 67,000 kilómetros cuadrados de la isla de Tasmania, casi una cuarta parte está cubierta por sills de diabasa.

De todos los basaltos alcalinos, las espilitas y los traquibasaltos son los más dignos de atención. La diabasa espilitica, los derrames de almohadilla de basalto espilitico y las lavas afines que comprenden las intrusivas ultramáficas son muy abundantes y voluminosas entre las rocas formadas en los eugeosinclinales (Cap. 8, final) de las regiones orogénicas. Las espilitas son basaltos ricos en sosa, en los cuales la albíta u oligoclasa es el feldespato predominante. Estas rocas son alteradas notablemente por la formación de carbonatos y piroxenos, los cuales, en la mayoría de los casos, se han alterado completamente y han producido clorita, epidota, actinolita y serpentina.

Las ocurrencias bien conocidas de basaltos espiliticos y rocas afines son las de la península Olympic, del noroeste de Washington, de la Edad Eocena; las espilitas devonianas del suroeste de Inglaterra; la cuenca hercyniana, de Alemania y Europa central, y las espilitas devonianas y carboníferas de Nueva Gales del Sur. Las espilitas y rocas afines de la Edad Mesozoica siguen la orogenia del Mediterráneo desde España, en el poniente por los Pirineos, los Alpes, los Balcanes, Irán, el Himalaya y Birmania, y pasan hasta los arcos de islas de la India oriental.

La mayoría de los traquibasaltos están íntimamente asociados con traquitas y fonolitas por una parte y con basalto de olivino por otra. Se caracterizan por contener más de 10 por ciento de feldespatos de potasio como sanidina, ortoclasa y anortoclasa, acompañados por olivino, augita y plagioclasa subcálcica. Pueden estar presentes leucita y analcita como accesorios esporádicos. Los traquibasaltos se encuentran en la región Navajo-Hopi, de Arizona y Nuevo México.

La cuenta hecha por Hamilton y Neuerburg de los traquibasaltos de la parte central de la Sierra Nevada, es la contribución más reciente y detallada al origen de las rocas volcánicas de esta naturaleza. Los traquibasaltos de olivino-sanidina forman tres picos (Black Point, Red Mountain y Chinese Peak) en el área de Huntington Lake. La roca es más joven que las rocas graníticas circundantes de la Edad Mesozoica Superior. Los traquibasaltos están compuestos de cantidades casi iguales de sanidina, olivino, augita y plagioclasa cálcica. Excepto por la sanidina, el contenido de minerales es basáltico. La combinación de grandes cantidades tanto de feldespato de potasio como de minerales ferromagnesianos, olivino y augita, no es común en las rocas ígneas. Las rocas son de grano fino a totalmente cristalino, de color comúnmente gris, pero localmente rojizo, con fenocristales repartidos de olivino manchado de rojo y augita verde. Las variaciones de la textura son en su

mayoría de gradación irregular, presentando cambios en el tamaño del grano y proporciones variables de vesículas, fenocristales, estructuras elipsoidales de augita e inclusiones de feldespatos y rocas volcánicas.

Origen de los basaltos y rocas afines

Se ha mostrado que las composiciones del basalto, la diabasa y el gabro son tan semejantes que no puede haber duda respecto a su origen común, y a que han cristalizado en condiciones diferentes. Los basaltos Watchung, del oriente de los Estados Unidos, son los derrames de lava del mismo magma que formó el sill subterráneo de diabasa de Palizadas. Se observa la misma relación en Africa del Sur: el magma que formó los basaltos Stormberg dio origen también a las doleritas Karroo. En dondequiera que han sido descubiertos por la erosión los basaltos del Paraná, del sur del Brasil, se observa que los sedimentos subyacentes están cortados por innumerables diques y sills de diabasa. Ya se han mencionado las enormes cantidades de los bien conocidos campos de lava basáltica que existen en diferentes partes del mundo. Por tanto, la extendida ocurrencia de los basaltos y su uniformidad de textura, mineralogía y composición, implican una fuente uniforme de lava o magma primario mundial, a partir del cual se cristalizaron los basaltos y las diabasas. Se cree que las regiones continentales son grandes plataformas de composición granítica y que las cuencas oceánicas descansan esencialmente sobre material basáltico. Se cree también que este material basáltico se extiende por abajo de los continentes. La lava basáltica llega a la superficie de la tierra desde las capas fundidas de la capa basáltica, o desde algo aún más fundamental; es decir: desde la peridotita sobre la que descansa el basalto.

El origen y la ocurrencia de los basaltos de cuarzo y de olivino presenta un problema a la petrología. W. Q. Kennedy cree que los basaltos de cuarzo y los basaltos de olivino se encuentran del mismo modo en los ambientes continentales, mientras que el basalto de olivino solamente se encuentra en las islas oceánicas. Las *oceanitas* o *basaltos de picrita* son ejemplos que son muy ricos en olivino. C. E. Tilley, sin embargo, ha señalado que los basaltos cuarcíferos, incluyendo las variedades andesíticas, no son de ninguna manera poco comunes, como en Hawaii. La restricción supuesta de los basaltos de cuarzo a los continentes ha sido atribuida generalmente a dos causas; a saber: a la contaminación del magma basáltico de olivino por material silíceo y a la procedencia de los magmas basálticos de cuarzo de una capa basáltica de cuarzo existente debajo de los continentes y de tipo de cambio gradual entre las capas graníticas y las basálticas. Sin embargo, Bowen y Tilley

han indicado que los basaltos cuarcíferos pueden provenir de los basaltos de olivino por segregación del olivino y de la plagioclasa cálcica.

En algunos casos, la naturaleza sódica del feldespato en las espilitas es una característica de primer orden. El hecho de que las espilitas estén localizadas en eugeosinclinales con intrusivos ricos en sosa, como los queratofiros de cuarzo y la diabasa de albita, apoya la opinión de que han resultado de la alteración causada por disoluciones sódicas genéticamente afines al magma del cual provienen. En otros casos, los feldespatos originalmente más cálcicos del basalto han sido evidentemente albitizados, habiendo provenido la sosa necesaria del agua de mar o de emanaciones cedidas por cuerpos de magma subyacentes. En todavía otros casos las disoluciones sódicas requeridas para que el basalto sufra la espilitización son aguas salinas singenéticas atrapadas en los sedimentos geosinclinales con los cuales aparecen asociadas comúnmente las espilitas, habiendo sido activadas las aguas por calor magmático.

Los traquibasaltos de la parte central de la Sierra Nevada son probablemente los productos de asimilación de grandes cantidades de roca granítica en un magma basáltico.

EL CLAN ULTRAMAFICO

ROCAS PLUTÓNICAS SOLAMENTE

(Peridotitas, serpentinitas, dunitas, piroxenitas, hornblenditas, etc.)

Composición y textura

Casi todas las rocas ultramáficas contienen menos de 45 por ciento de sílice. Todas tienen índices de color de más de 70 y generalmente carecen de feldespato. Unas cuantas rocas ultramáficas de grano grueso contienen una pequeña cantidad de plagioclasa cálcica; la mayoría de ellas están compuestas principalmente de olivino y minerales, y se encuentran como segregaciones irregulares en cuerpos de gabro. Algunas rocas ultramáficas de grano grueso que se encuentran en lopolitos de formación en capas, contienen también un poco de plagioclasa cálcica.

Las rocas ultramáficas que van a ser descritas no tienen contrapartes exactas entre las lavas. Quizá la mayoría de ellas se han originado a grandes profundidades, y el movimiento de las masas ultramáficas originado por perturbaciones orogénicas no pudo llegar hasta la superficie de la tierra como los volcanes o los derrames de lava. Además, si se consideran las rocas ultramáficas como acumulativas más que como rocas magmáticas, como ha sido sugerido por Shand, es claro que mientras más hondo haya sido el hundimiento de los cristales, menor posi-

bilidad hay de que las rocas ultramáficas alcancen la superficie. H. H. Hess ha considerado que el alto contenido de agua del magma de serpentina habría ocasionado que fuera expulsado en forma explosiva, sin formar corrientes de lava. El carácter invariablemente brechado de las kimberlitas de Africa del Sur y central y de otras partes del mundo, ciertamente concuerda con esta sugestión. Las densidades de los vidrios de diópsida y de olivino son 2.83 y 2.832, respectivamente, y la densidad de la diópsida líquida a su temperatura de cristalización a 1391° C. es 2.671. J. C. Ruckmick y J. A. Noble creen que las densidades de los magmas ultramáficos secos, carentes de la fase gaseosa y de composición equivalente a la de las rocas ultramáficas de Union Bay, en el sureste de Alaska, son probablemente menores que las del basalto o gabro cristalinos (aproximadamente 2.95) y mayores que la del granito cristalino (aproximadamente 2.65). Ellos llegan a la conclusión de que los magmas ultramáficos pueden tener la capacidad de elevarse dentro de la porción siálica de la corteza, mas no la de pasar a través de ella, debido a las densidades relativas. Esta inferencia de que puede ser físicamente imposible para un magma ultramáfico elevarse hasta la superficie de la tierra, es la explicación más plausible de la ausencia de lavas de composición ultramáfica.

La tabla 4-14 da la composición química media de este clan.

Peridotita es un término general que se aplica a rocas de grano grueso, ricas en olivino. Además del olivino, pueden concurrir otros minerales máficos en cantidad considerable en las peridotitas, y sus variedades se designan según el más prominente de ellos, como *peridotita de piroxeno*, *peridotita de hornblenda* y *peridotita de mica*.

La *kimberlita* (de Kimberly, Africa del Sur) es virtualmente una peridotita de mica (flogopita). El mineral principal, olivino, se ha alterado y convertido en serpentina. Están presentes también la broncita, la diópsida de cromo, el piropo, la ilmenita, la cromita, la magnetita y muchos otros minerales. Estos minerales ocurren en una pasta de serpentina. Se ha informado la existencia de melilita en varias kimberlitas americanas y ha sido sospechada en otras.

La *dunita* (de la montaña Dun, en Nueva Zelanda) es una roca ultramáfica monominerálica que contiene casi toda olivino magnesiano. Además son accesorios esporádicos la cromita, la picotita, la magnetita, la ilmenita y la espinela. Las rocas ultramáficas monominerálicas son la *hornblendita*, la *piroxenita*, la *diopsidita*, la *dialagita* y la *bronicita*. Estas están compuestas esencialmente de hornblenda, augita, diópsida, dialaga y broncita, respectivamente.

Una roca ultramáfica feldespatoidea como la *uncompahgrita* (de Uncompahgre, Colorado), que es una piroxenita de melilita, es una

variedad interesante de textura variable. En el afloramiento de grano grueso, los cristales de melilita son hasta de 30 centímetros de diámetro y encierran a todos los otros minerales. En las variedades de grano más fino, la melilita forma granos entrelazados entre los demás minerales.

TABLA 4-14
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA Y NORMAS DEL CLAN ULTRAMÁFICO

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d
SiO ₂	50.50	41.55	42.00	43.54
TiO ₂	0.53	3.31	2.86	0.81
Al ₂ O ₃	4.10	7.25	11.39	3.99
Fe ₂ O ₃	2.44	6.80	5.27	2.51
FeO	7.37	7.77	10.30	9.84
MnO	0.13	0.20	0.24	0.21
MgO	21.71	13.02	12.35	34.02
CaO	12.00	16.93	11.31	3.46
Na ₂ O	0.45	1.38	1.80	0.56
K ₂ O	0.21	0.70	0.84	0.25
H ₂ O	0.47	0.50	1.31	0.76
P ₂ O ₅	0.09	0.59	0.33	0.05
F	—	—	—	—

Normas				
or	1.1	—	5.00	1.7
ab	3.7	—	8.9	4.7
an	8.6	11.4	20.6	7.5
c	—	3.0	—	—
ne	—	6.5	3.4	—
CaSiO ₃	21.0	27.4	13.9	3.9
MgSiO ₃	40.4	21.8	9.6	14.8
FeSiO ₃	8.1	2.4	3.2	2.6
Ca ₂ SiO ₄	—	1.1	—	—
Mg ₂ SiO ₄	9.7	7.6	14.8	49.1
Fe ₂ SiO ₄	2.1	0.8	5.5	9.6
mt	3.5	10.0	7.7	3.7
il	1.1	6.2	5.5	1.5
ap	0.2	1.3	0.8	0.1
fe	—	—	—	—
Número de análisis	46	21	15	23

^a Piroxenita promedio.

^b Piroxenita alcalina promedio.

^c Hornblendita.

^d Peridotita promedio.

FUENTE: S. R. Nockolds, Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1954.

Otra roca ultramáfica feldespatóidea es la *melteigita* (de Melteig, Fen, Noruega), la cual está compuesta principalmente por egrina-augita y nefelina. Esta roca es un miembro ultramáfico de la serie ijolita, con índices de color comprendidos entre 70 y 95. La *jacupirangita* (una roca muy rara; el tipo jacupirangita viene del estado de São Paulo, Brasil) es una roca aún más oscura. A las rocas máficas con índices menores de 30 se les llama *urtita*, y las de índices comprendidos entre 30 y 70 son *ijolita*. Aunque ya se han descrito estas dos rocas, se mencionan aquí porque junto con la *melteigita* y la *jacupirangita* forman la serie de la *ijolita*. Sobre la base del índice de color los dos primeros miembros, aun cuando incluyen algunas rocas ultramáficas, se consideran pertenecientes al clan del gabro alcalino y los dos últimos miembros a las rocas ultramáficas.

Las *serpentinitas*, como su nombre lo implica, están compuestas casi en su totalidad por minerales del grupo de la serpentina, todos los cuales deben atribuirse a la alteración hidrotérmica tardía o post-magmática del piroxeno y el olivino en la piroxenita, la peridotita y la dunita. La mayoría de las serpentinitas están compuestas principalmente por antigorita en hojuelas, la cual se desarrolla en condiciones de esfuerzo; algunas están formadas principalmente por crisotilo fibroso formado en condiciones estáticas; aun otras consisten en masas mamilares de serpofita casi carentes de estructura. Todas las serpentinitas son blandas y masivas; su textura es de fina a fibrosa. El color verde de todas las serpentinitas es determinado principalmente por el contenido de hierro de los minerales máficos originales, el cual se vuelve más oscuro cuando el contenido de hierro aumenta. Los carbonatos de talco y la clorita son asociados comunes de la serpentina. Muchas serpentinitas pasan en forma gradual a rocas de esteatita pura o jaboncillos, el mineral esencial de los cuales es el talco.

Ocurrencia en el campo

Muchas rocas ultramáficas se encuentran en las partes más bajas de los sills y lopolitos gruesos, en donde pasan gradualmente hacia arriba a rocas máficas. Su ocurrencia en tales posiciones es atribuida a la disposición de los cristales. La notable intrusión de Rhodesia conocida como el Great Dyke tiene un afloramiento de más de 480 Km de longitud, con una anchura media de alrededor de 8 Km. La composición de estas rocas varía, en orden descendente, desde la de la norita hasta las de la broncinita, la harzburgita y la peridotita serpentinizada. En secciones anteriores ya se han dado ejemplos del complejo estratiforme con rocas ultramáficas en la base (véase también la tabla 4-13).

Antes de presentar los extensos cinturones de peridotita y serpentina, deben describirse los plutones ultramáficos intrusivos, relativamente pequeños, que se encuentran en muchas partes del mundo. Se han investigado algunos de estos plutones, como los de Hope, en la Middle River Range, y los del distrito Tulameen, todos del suroeste de la Columbia Británica; los complejos ultramáficos de Blashke Island y de Union Bay, ambos del sureste de Alaska; las rocas ultramáficas del sur de Quebec; los lacolitos de peridotita en formación de capas, que se encuentran en el área del río Trout, Terranova, y el cuerpo masivo de dunita de los montes Urales.

El informe hecho por Ruckmick y Noble del complejo ultramáfico de Union Bay, es una de las descripciones más detalladas y estimulantes de los plutones ultramáficos intrusivos pequeños. La forma general del complejo ultramáfico se describe como un lopolito de forma de cuchara con un conducto alimentador (fig. 4-18). En el extremo este del complejo, un tapón cilíndrico de dunita, de 1.6 Km de diámetro, constituye el conducto alimentador. Excepto en el oeste, el tapón de dunita está encerrado en peridotita, piroxenita de olivino y piroxenita (en este orden), las cuales se alejan, con buzamiento fuerte, del núcleo de dunita. Hacia el oeste, la dunita pasa en forma gradual por peridotita dentro de la parte central del cuerpo principal del lopolito. El lóbulo de forma de cuchara, que forma el cuerpo principal del lopolito, exhibe una formación de capas de inclinación pronunciadamente suave; las capas miden desde unos cuantos centímetros hasta veintenas de metros de espesor. La dunita y la peridotita forman capas prominentes y constituyen las partes más centrales del lopolito. Estas unidades pasan hacia afuera gradualmente por piroxenita de olivino a piroxenita, formando una coraza o envoltura continua que encierra a las rocas ricas en olivino. La piroxenita de hornblenda se encuentra entre la piroxenita y el gabro de saussurita y constituye la unidad ultramáfica de la superficie del cuerpo en la mayoría de los lugares.

Ruckmick y Noble creen que la estructura y la petrología del complejo indican inyecciones sucesivas de un magma ultramáfico cuya composición varió con el tiempo, y cuya intrusión se efectuó a la inversa del orden de cristalización de los minerales componentes. Las intrusiones sucesivas pueden ser consideradas esencialmente como un fenómeno de tres etapas, aunque en cada paso pueda haberse visto un tanto modificada la composición del magma por contaminación, asimilación y removilización:

1. La intrusión lopolítica de magma gabroico en las rocas metasedimentarias tuvo una composición de 80 por ciento de diópsida, 15 por ciento de magnetita y 5 por ciento de olivino forsterítico.

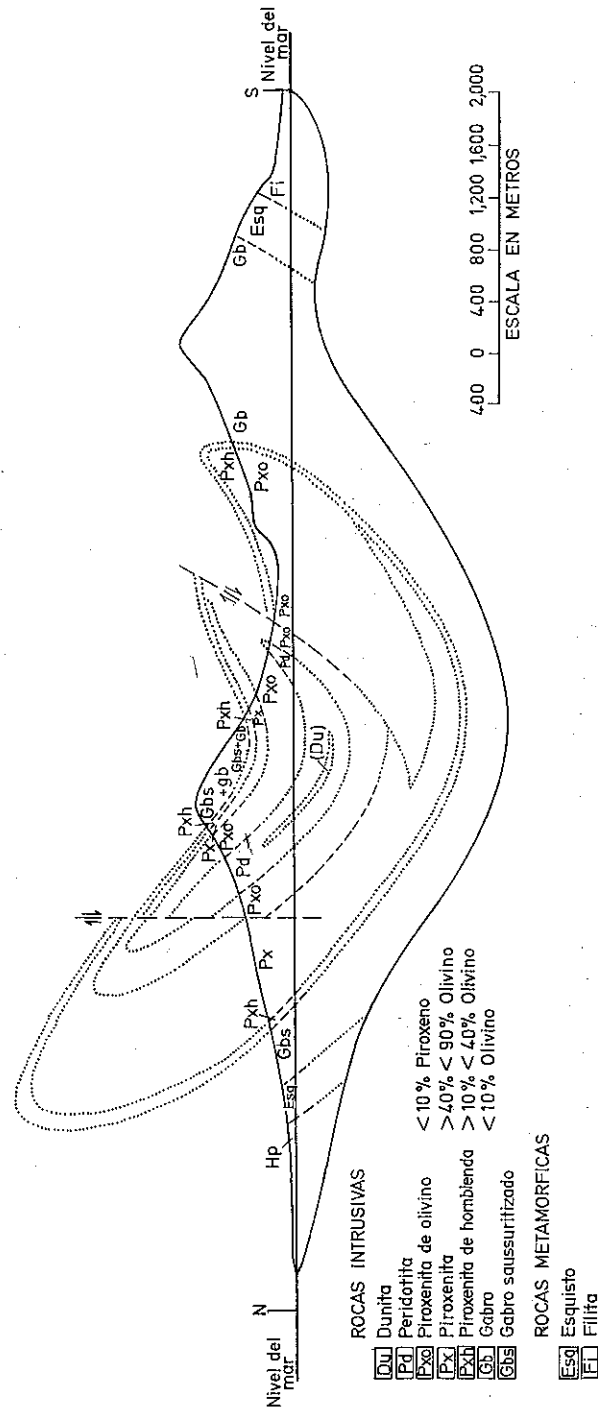


FIG. 4-18. Sección geológica del complejo ultramáfico de Union Bay, sureste de Alaska. (Según J. C. Rucknick y J. A. Noble, Bull. Geol. Soc. Am., 1959.)

2. La intrusión dentro de las partes centrales del primer cuerpo intrusivo, calientes, y aún en proceso de cristalización, formada por un magma relativamente líquido de aproximadamente la composición de una mezcla eutéctica binaria de 80 por ciento de diópsida y 20 por ciento de olivino forsterítico.

3. La intrusión de dunita relativamente líquida dentro de las porciones centrales del lopolito, exhibe en general una relación concordante, con algo de cruzamientos, respecto a las otras unidades ultramáficas.

Los ejemplos de lentes y enjambres a lo largo de los "cinturones ultramáficos" son muchos. Son notables los sistemas de pequeños cuerpos ultramáficos que se extienden por una longitud de 2,570 Km a lo largo de las montañas Apalaches, desde el estuario del San Lorenzo hasta Carolina del Norte, y los varios centenares de lentes individuales, que raras veces sobrepasan los 100 metros, en Carolina del Norte. Otros enjambres similares de sills, láminas y tapones ultramáficos de peridotita serpentizada, que invaden las rocas sedimentarias Franciscanas, ocurren en la Coast Range de California y Oregon. A lo largo de toda la isla de Nueva Caledonia, del suroeste del Pacífico, una docena de masas ultramáficas terciarias, la más grande de las cuales mide 112×40 Km, y cubre una área de 6,700 kilómetros cuadrados; en el sur de Nueva Zelanda, unas formaciones laminares de fuerte pendiente, de peridotita y serpentinita, de la Era Paleozoica Superior, comprenden a lo menos tres masas individuales. Cada una sobrepasa los 64 kilómetros de longitud, y localmente alcanza una anchura de 4.8 a 8 Km. El "cinturón de serpentina" del período Carbonífero, de Nueva Gales del Sur, tiene 400 Km de longitud. Aleshkoff ha descrito un "muro ininterrumpido" de peridotita y dunita que se extiende por una longitud de 200 Km entre la latitud $60^{\circ} 30' C.$ y la latitud $67^{\circ} C.$ en los montes Urales polares. La peridotita está bordeada por fajas de piroxenita, gabro y diorita, como muchas otras peridotitas de los Urales y de algunos otros lugares del mundo.

W. N. Benson ha estudiado los cinturones de serpentinita del mundo y su significado tectónico, y Hess ha llevado el asunto más adelante, relacionando los cinturones de serpentina con los cinturones de perturbación orogénica. Ahora se reconoce que los cinturones de serpentinita y rocas afines siguen los flancos de la mayoría de las grandes cadenas montañosas y arcos de islas. A lo largo de la cadena de los Apalaches las serpentinitas corren desde Terranova hasta Alabama. Otro cinturón de serpentinita atraviesa Guatemala y va hacia Cuba y las islas adyacentes; allí gira hacia el Sur, hace una vuelta completa y se une con el cinturón de serpentinita de la cordillera de Venezuela y Colombia. La

cadena más extensa de rocas ultramáficas es la que sigue todo el curso de los Alpes a través de Europa, entra en el Asia Menor y reaparece en Birmania para seguir el arco de la India oriental que pasa por las islas Andaman, Sumatra, Timor, Célebes, Borneo y las Filipinas. Los cinturones de peridotita y serpentinita del mundo están señalados en la figura 4-19 a, b y c.

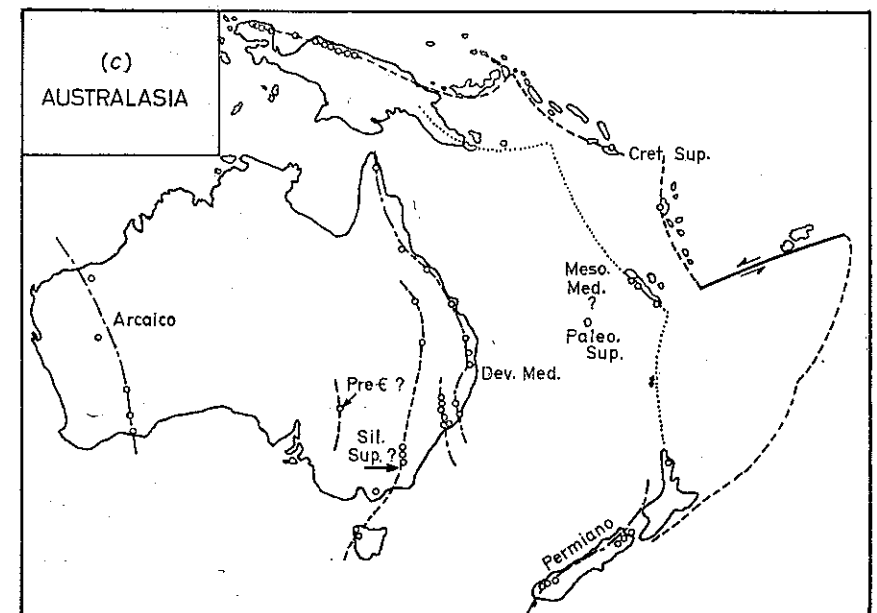
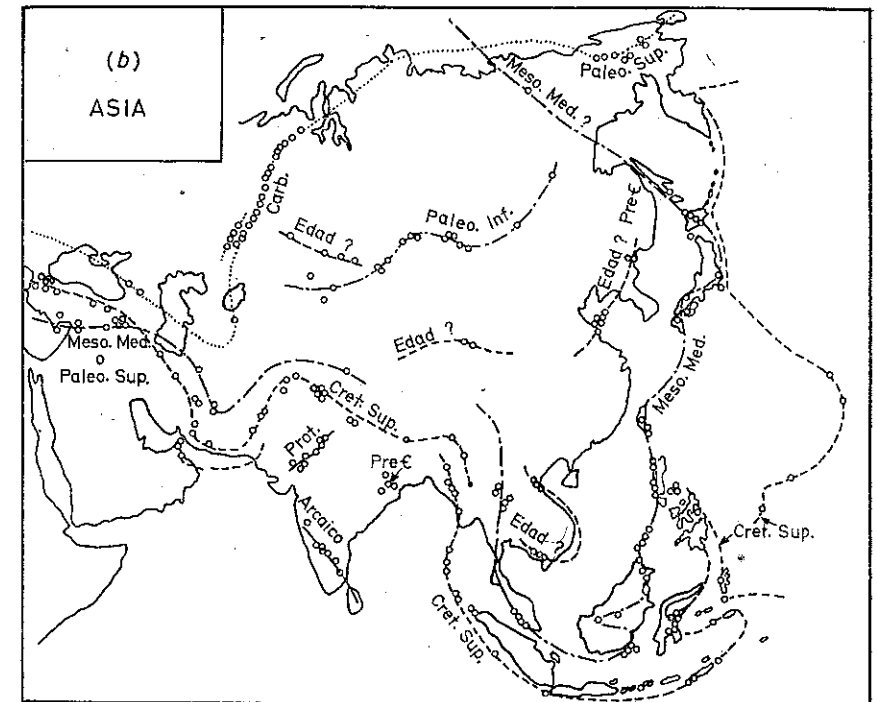
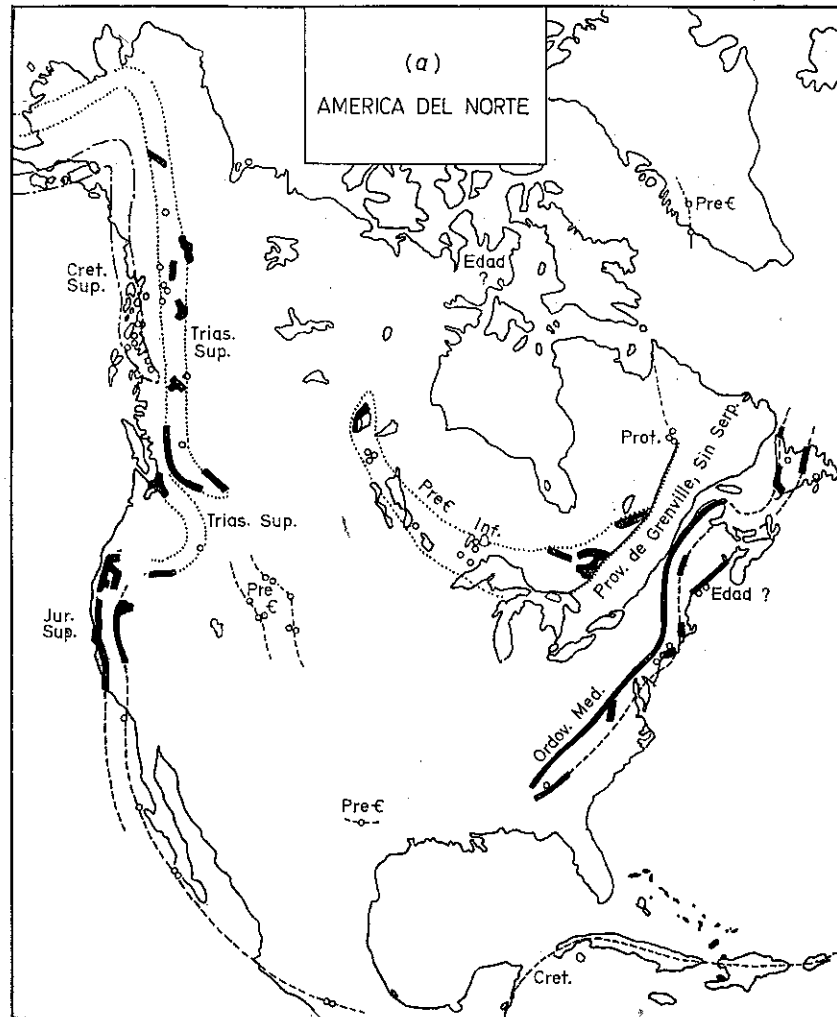


FIG. 4-19. a, b y c. Cinturones de serpentinita del mundo, según H. H. Hess. (*Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 1955.)

Origen de las rocas ultramáficas

Las bandas de peridotita y piroxenita de los gigantes complejos estratiformes gabroicos y ultramáficos son evidentemente el resultado del asentamiento por gravedad, de los minerales máficos pesados durante la cristalización de un magma básico. Sin embargo, muchas ocu-

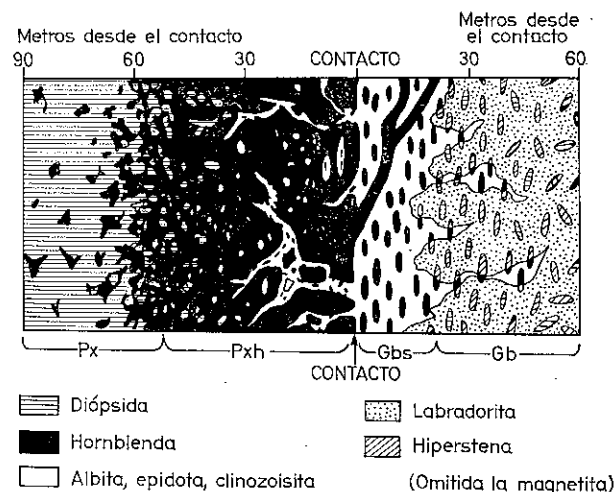


FIG. 4-20. Contacto entre los cuerpos intrusivos ultramáficos y gabroicos del complejo ultramáfico en Union Bay, sureste de Alaska. La escala de las venas y los granos de mineral es mucho mayor que la de la distancia, en metros, desde el contacto. (Según J. C. Ruckmick y J. A. Noble, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959.)

rrencias de peridotita y piroxenita no están en complejos estratiformes, sino que son cuerpos independientes como lentes, láminas, diques, troncos y lopolitos. Bowen sugiere que la intrusión de éstos no se ha efectuado en la forma de magma, sino como masas cristalinas sólidas que han sido emplazadas por procesos dinámicos. Aunque la frecuente apariencia protoclastica del olivino y la prueba de granulación observada en las dunitas frescas apoyan el punto de vista de Bowen, muchos observadores han encontrado difícil conciliar gran parte de la prueba de campo con cualquiera otra hipótesis que no considere la intrusión de un magma relativamente líquido de composición peridotítica o dunítica. Hess ha sostenido la teoría de la existencia de un magma primario de peridotita. Los rasgos de las rocas ultramáficas que están en favor de las intrusiones consistentes en un magma líquido son: 1) la prueba del asentamiento de cristales en las rocas de peridotita, la cual ha quedado ejemplificada por muchos complejos estratiformes ya descritos; 2) la

existencia de lentes regulares y sills de rocas duníticas de todos tamaños, desde 1.6 Km hasta menos de 1 cm de espesor, con contactos marcados y gran continuidad (los ejemplos se citan más adelante); 3) la existencia de relaciones generales de intrusión como diques de hornblendita y rocas afines intersectando a la roca regional en torno del borde del plutón ultramáfico (fig. 4-20), y 4) la textura anhedral general no fracturada por cizalleo ni granulada de los tipos de rocas ultramáficas y rocas afines, y otras peculiaridades de textura que pueden ser explicadas solamente por la cristalización de la roca en su sitio.

La ocurrencia de melilita en la kimberlita ha conducido a algunos a creer que esta roca puede ser un basalto de melilita alterado. El tipo de kimberlitas que se encuentran en Africa del Sur y muchas otras chimeneas de kimberlita se presentan en diques e intrusiones de forma de tubo, las cuales forman normalmente sistemas o enjambres con inclusiones de las rocas encajonantes, tanto locales como acarreadas desde lejos. Esta roca es en parte tobácea. La ocurrencia de los bordes basálticos en las masas de peridotita ha hecho que muchos crean que el olivino fue acarreado en suspensión en el magma básico y que subsecuentemente fue separado el magma por presión, o de algún otro modo, del olivino y demás minerales máficos. La alteración subsecuente puede destruir el material de grano fino y el basáltico que formaron originalmente la matriz de la peridotita. Aunque todavía no se dispone de una solución satisfactoria para todos los tipos de masas de peridotita, parece innecesario suponer la existencia de un magma primario de peridotita.

La hornblendita, la piroxenita y otras rocas son esencialmente de carácter monomineralico, y como tales, puede esperarse que tengan temperaturas de fusión mucho más altas que cualesquiera de las consideradas ordinariamente como probables para las rocas ígneas. En muchas peridotitas de hornblenda se formaron anfíboles por alteración deutérica del piroxeno, y probablemente todas las hornblenditas, que casi no llevan otra cosa que hornblenda, se formaron de la misma manera. Las rocas ultramáficas feldespatoides parecen haber sido producidas por desilicificación de un magma básico en contacto con sedimentos caláreos.

La causa de la serpentinización de las rocas ultramáficas es un problema de interés petrológico considerable. El rasgo más significativo es el reemplazamiento perfecto del olivino por la serpentina, el cual se efectuó frecuentemente sin prueba alguna de deformación, debido al hecho de que no intervino ningún cambio de volumen en el proceso de transformación química. Otros caracteres significativos son la ausencia de formación de serpentina en las rocas encajonantes y la variación del grado de serpentinización, dependiente de la naturaleza de la roca

encajonante. Por ejemplo, las peridotitas presentes en los granitos y en los gneis no están por lo general tan completamente serpentinizadas como las formadas en pizarras, esquistos y otras rocas ricas en agua. Es posible que gran parte del agua originaria de la serpentización haya sido aportada por la roca regional. No puede dejarse de considerar la posibilidad de una fuente hidrotermal para la solución serpentinizante. La serpentización puede ser el resultado de la acción de disoluciones residuales aportadas por el magma de peridotita solo. Esta alteración de "cocimiento en su propio jugo", se describe como *autometamorfismo* (véase el Cap. 9, METAMORFISMO Y AGENTES METAMÓRFICOS, final).

APLITAS, PEGMATITAS Y LAMPROFIROS

APLITAS Y PEGMATITAS

Muchos plutones graníticos, junto con sus respaldos, son cortados por diques de roca de color claro. Su tendencia puede seguir fracturas y exfoliación, o bien, atravesar los caracteres estructurales. Se desarrollan a partir de disoluciones residuales de los magmas que producen los plutones que cortan, y por tanto están compuestos principalmente por minerales que cristalizaron después. Estos diques de roca de color claro con textura anhedral y grano fino y uniforme son las *aplitas*. En los ejemplares de mano son "azucarosas" o sacaroides. El grano fino y uniforme de las aplitas sugiere la presencia de cantidades relativamente pequeñas de sustancias volátiles en el residuo magmático del cual provinieron. Los líquidos de las aplitas, sin embargo, son suficientemente móviles para penetrar en las rocas en forma de venas e hilillos muy delgados. La mayoría de las aplitas tienen solamente unos cuantos centímetros o decímetros de ancho; los contactos de las aplitas con las rocas circundantes son comúnmente bien marcados.

En contraste con las aplitas están las *pegmatitas* (gr. *pegma*, esqueleto o bastidor) o "granito gigante", cuyo tamaño de grano, composición y ocurrencia varían muchísimo. Algunas pegmatitas son de grano tan fino como las aplitas; la mayoría son de grano extremadamente grueso, con cristales de más de un metro de longitud y minerales de varios centímetros de diámetro. Las pegmatitas se presentan dispuestas en filones torcidos, sinuosos y aspillados, diques o manchones cuya anchura varía hasta muchas veintenas de metros. Algunas pegmatitas contienen zonas simétricas que difieren en composición mineral, peculiaridad única que raras veces se observa en las aplitas.

Los minerales de las pegmatitas son los de la etapa residual de las rocas plutónicas con las cuales están asociadas, y frecuentemente llevan

minerales neumatolíticos o ricos en elementos constitutivos volátiles o sus compuestos. Así, las pegmatitas de granito están compuestas principalmente de feldespato alcalino y cuarzo, pero también pueden ser ricas en muscovita, turmalina, topacio, apatita, fluorita y micas de litio. Ocasionalmente se encuentran en las pegmatitas de granito minerales tales como berilo, espodumena, lepidolita, eudialyta, casiterita, wolframita, amblygonita, columbita, tantalita y litiofilita. Estas pegmatitas pueden contener también compuestos de molibdeno, cobre, arsénico, bismuto, niobio, uranio y radio.

El contenido mineral, textura y tamaño del grano en las pegmatitas varían mucho más que en las aplitas, a causa del enfriamiento más lento, de la más alta concentración de sustancias volátiles y de la más extendida recrystalización y reemplazamiento de los minerales de formación primaria por minerales de formación más reciente.

En algunas pegmatitas no son apreciables ningunas peculiaridades estructurales en particular. Otras exhiben una formación de zonas, con frecuencia de disposición simétrica. En las pegmatitas de granito formadas por zonas, la cristalización de las zonas sucesivas avanzó hacia adentro desde las paredes encajonantes; los feldespatos alcalinos aparecen generalmente reemplazados por sódicos, como la albita o cleavelandita, con la consiguiente formación de muscovita. Entonces el granate y la turmalina pueden formarse a expensas de los feldespatos, y finalmente se producen espodumena, amblygonita, lepidolita y otros minerales de litio. Esta es una regla general, pero existen muchas excepciones; el berilo, el granate y la turmalina pueden cristalizar tempranamente o por reemplazamiento de otros minerales, o bien, pueden formarse en varias etapas, y la albita puede cristalizar antes o después de los minerales de litio. Los bordes de muchas pegmatitas están constituidos por intercrecimientos gráficos de feldespato alcalino y cuarzo, mientras que los minerales de su parte interior se originaron por su reemplazamiento. En resumen, se encuentra la secuencia siguiente de zonas en muchas pegmatitas (fig. 4-21):

1. *Zonas de los bordes.* De grano más fino que el resto del cuerpo pegmatítico, de textura comúnmente gráfica, y localizadas en el contacto con la roca regional.

2. *Zonas de las paredes.* De grano más grueso y de mucho mayor espesor que las zonas de los bordes.

3. *Zonas intermedias.* Posiblemente varias, no necesariamente completas.

4. *Núcleo.* De grano muy grueso; suele contener minerales raros.

Barth ha clasificado las pegmatitas en tres clases, basándose en el modo de origen, a saber, pegmatitas magmáticas, de reemplazamiento

y de granitización. Las últimas son particularmente abundantes en ciertas áreas precámbricas como las de Fennoscandia y Canadá. Su modo de origen es metasomático y su distribución regional. Parecen ser productos de procesos de reacción regional y de material transportado a gran profundidad más bien que el resultado de una diferenciación que tuvo lugar en cuerpos de magma especiales. En muchos lugares las pegmatitas no aparecen asociadas con ningún plutón grande de granito

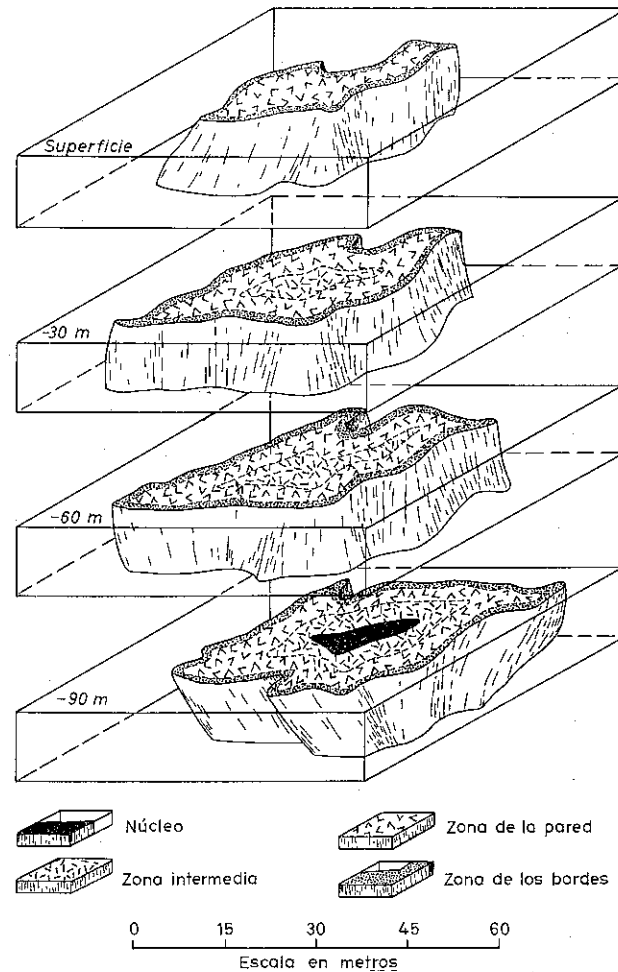


FIG. 4-21. Diagrama de bloques idealizado de un cuerpo de pegmatita con forma de pepino y con estructura interior de zonas, que muestra la aparición de las unidades a los diferentes niveles. (Tomada de *The Study of Pegmatites*, R. H. Jahns, *Econ. Geol.*, vol. 50 An., 1955.)

ni con cualquiera otra roca madre. Las pegmatitas no tienen conducto de alimentación y yacen aisladas como lentes o masas planas. No hay señales de textura o de carácter estructural que sean indicativas de que hubo movimiento en el magma que estuvo fundido en algún tiempo. Barth cree que muchas de las pegmatitas de granito precámbricas están íntimamente relacionadas con la granitización que tuvo lugar a las profundidades más grandes.

La gran mayoría de las pegmatitas son, con mucho, mineralógicamente semejantes al granito. Se conocen también equivalentes pegmatíticos del gabbro, la diorita y otras rocas ígneas, compuestas principalmente de hornblenda y plagioclasa, pero son mucho más raras que las pegmatitas de granito y no se les dedicará ningún espacio en adelante.

Las pegmatitas de granito se dividen en dos clases mineralógicas:

1. *Pegmatitas simples*. La asociación mineral es esencialmente simple, y está compuesta principalmente por cuarzo, feldespatos alcalinos y micas, con minerales raros ausentes o presentes como accesorios.

2. *Pegmatitas complejas*. Además del cuarzo, los feldespatos y las micas, están presentes algunos minerales raros en considerable abundancia y variedad. Los cristales individuales de algunos de éstos pueden ser de gran tamaño. Por ejemplo, las pegmatitas del sur de Noruega son famosas por sus 70 minerales diferentes. Dignas de atención son las bien conocidas pegmatitas ricas en litio de Black Hills, de Dakota del Sur, y los minerales de Li-Rb-Cs-As-Sb en las pegmatitas del norte de Suecia. Ciertas texturas radiadas muy particulares son exhibidas por algunos minerales como la turmalina negra y la rubelita color de rosa. También se encuentran carbonatos en las pegmatitas complejas. Algunas burbujas y cavidades miarolíticas alineadas con los cristales euhedrales forman a veces texturas crustificadas a manera de vetas. Quizá el rasgo más notable de las pegmatitas complejas es su variabilidad de textura y de distribución de sus minerales.

Por la descripción anterior se forma una impresión de las dos formas principales de emplazamiento de las pegmatitas. R. A. Chadwick, basándose principalmente en conceptos estructurales, sugiere que los mecanismos de emplazamiento de las pegmatitas puede ser: 1) por desplazamiento en el que las rocas regionales son apartadas de su lugar de emplazamiento, o 2) por simple acomodamiento, sin que tenga lugar desplazamiento alguno de las rocas regionales. El desplazamiento puede ser forzado; esto es, como cuando la roca regional es apartada de su lugar por la pegmatita. O bien, puede ser permisivo; es decir, como cuando ciertas aberturas preexistentes en la roca regional son llenadas por la pegmatita. El mecanismo de acomodamiento es debido ya a la

movilidad, en la que el material existente en el sitio pegmatítico tenía una consistencia móvil durante el emplazamiento, o a la falta de movilidad, en la que el material existente en el sitio pegmatítico no era móvil durante el emplazamiento. En ambos tipos de emplazamiento, el material pegmatítico es introducido al sitio de emplazamiento por derivación local, es decir, la pegmatita provino de la descomposición química de una roca preexistente o se produjo por segregación residual en la cual la pegmatita se formó por cristalización en el lugar, de fluidos magmáticos residuales.

LAMPROFIROS

Las rocas de diques clasificadas como *lamprofiros* están en general formadas en más de una tercera parte por minerales oscuros. Estas rocas se caracterizan por la abundancia de cristales euhedrales, que producen una pronunciada textura paneuhedral y porfirítica. Los feldespatos están restringidos a la pasta, la cual es de grano fino. La terminología de los lamprofiros es complicada. Como una ayuda para la memoria, puede ser de valor la tabla 4-15, que contiene algunos lamprofiros comunes.

TABLA 4-15
NOMENCLATURA DE LOS LAMPROFIROS

Minerales máficos dominantes	Feldespato principal, ortoclasa o sanidina	Feldespato principal, plagioclasa	Sin feldespatos
Biotita	Minette (término de los mineros en Alsacia)	Kersantita (Kersanton, Bretaña)	Alnöita (con melilita y olivino, Alnö, Suecia) Ouachitita (sin olivino, Arkansas)
Augita u hornblenda	Vogesita (Montañas Vosgos, Alemania)	Spessartita (Montañas Spessart, Alemania) Odinita	
Piroxeno alcalino o anfíbol	Minette de sosa Vogesita de sosa	Camptonita (Campton Falls, New Hampshire)	Monchiquita (con analcita, Serra Monchique, Portugal)

Los lamprofiros son insignificantes en su volumen total en comparación con otros tipos de rocas ígneas. Sin embargo, se encuentran en casi todos los terrenos plutónicos y volcánicos. Los lamprofiros pueden ser miembros de enjambres de diques asociados con intrusiones de granito

o granodiorita. Hay ejemplos en los que los diques de lamprofiro tienden a distribuirse en forma radiada desde centros individuales de una intrusión de granito. En Spanish Peaks, Colorado, están dispuestos en forma radiada unos 500 diques que salen en todas direcciones desde dos grandes troncos o rocas graníticas porfiríticas (fig. 3-4). También se conocen lamprofiros en los batolitos de la Sierra Nevada, pero no son numerosos y están limitados a los tipos comptoníticos.

Los lamprofiros ocurren también con gran profusión, como miembros secundarios, en los campos volcánicos de basalto de olivino. Algunos ejemplos son las comptonitas de la provincia brito-ártica terciaria, y los de las rocas volcánicas terciarias de Montana, Wyoming y Arizona.

Casi todos los lamprofiros se caracterizan por un aspecto alcalino definido, indicado por la presencia de abundante biotita, feldespato alcalino, anfíboles alcalinos, piroxenos alcalinos y feldespatoides, combinados con un bajo contenido de sílice. Los magmas de los que la mayor parte de los lamprofiros provienen fueron ricos en azufre, bióxido de carbono, fósforo y vapor de agua; por ello, las rocas contienen minerales tales como titanogita, biotita titanífera, titanomagnetita, rutilo, perowskita, esfena, monticellita, melilita, marialita y vidrio café rico en álcalis.

Los lamprofiros comprenden rocas de varios orígenes diferentes. Sólo un breve resumen de éstas se da más adelante.

Bowen ha sugerido que el tipo alnöítico (de Alnö, Suecia) de lamprofiros resulta de la cristalización y reacción de minerales cristalizados tempranamente. Bowen cree que el olivino y la diópsida son los primeros minerales que cristalizan en la formación de estas rocas. Estos son seguidos y reemplazados por la monticellita, la cual a su vez es sucedida por la melilita. Aunque estas relaciones se han deducido de datos experimentales obtenidos con masas fundidas secas, no explican el carbonato encontrado con tanta frecuencia en asociación con estas rocas. Algunos creen que estas mismas rocas han resultado de la asimilación de caliza, aunque la caliza no se encuentra en los diques de alnöita en la localidad tipo, de Alnö, Suecia.

Muchas rocas lamprofíricas están formadas en sills, diques y láminas máficos, en los que el material granítico ha sido disuelto en el magma básico. Otros lamprofiros se caracterizan con frecuencia por xenocristales de plagioclasa sódica y cuarzo más refractarios, así como también por los residuos graníticos asimilados en forma incompleta. Así se producen las rocas lamprofíricas con matriz cuarzofeldespática granofírica.

Algunos lamprofiros parecen originarse por la asimilación de material máfico por un magma alcalino. Muchas espessartitas, vogesitas,

kersantitas y minettes tienen este carácter. En un magma sódico, puede aparecer hornblenda o riebeckita, mientras que en un magma potásico el mineral ferromagnesiano resultante es biotita. La relación puede ser aún más complicada por un reemplazamiento metasomático posterior, como, por ejemplo, la albitización del feldespato de potasio. El magma originario de muchos diques de lamprofiro es posiblemente un residuo muy tardío de grandes plutones batolíticos. El sostén de este argumento es la asociación común de los diques de lamprofiro con las aplitas graníticas. La intensa alteración que es comúnmente característica de muchos lamprofiros, sugiere una abundancia de disoluciones mineralizantes, la cual, a su vez, está de acuerdo con su tardía aparición en el ciclo magmático.

ROCAS PIROCLASTICAS, TOBAS Y VIDRIOS

ROCAS PIROCLÁSTICAS

Las rocas *piroclásticas* (gr. *pyro*, fuego; *klastos*, quebrado) son los productos de las erupciones volcánicas explosivas, y comprenden fragmentos de orígenes diferentes, de muchas formas y de todos los tamaños. Algunas acumulaciones productos de expulsión volcánica son relativamente uniformes en composición y textura; otras son mezclas heterogéneas. A los fragmentos expulsados de más de 32 mm de diámetro se les designa como *bombas*, si estuvieron parcial o totalmente fundidos al ser descargados. Muchos adoptaron la forma de husillo o de lágrima durante su vuelo por el aire. A otros, del tamaño de las bombas, se les llama *bloques*, si fueron totalmente sólidos al ser descargados. Muchos de ellos son fragmentos arrancados de la garganta o cono de un volcán. Los fragmentos expulsados que miden de 4 a 32 mm se clasifican como *lapilli* (L. *lapillus*, piedra pequeña) cualesquiera que hayan sido las condiciones de descarga. Los más pequeños de todos, los que miden menos de 4 mm, son las partículas semejantes al polvo, o fragmentos sueltos a los que se les llama *cenizas o arenas volcánicas*.

Las bombas y fragmentos grandes se acumulan cerca del respiradero volcánico por el cual fueron expulsados; la ceniza volcánica, por otra parte, puede ser transportada muchos kilómetros por el viento, y las partículas más finas pueden permanecer suspendidas indefinidamente como polvo atmosférico. También sucede que las expulsiones piroclásticas puedan caer en cuencas en las que esté teniendo lugar un proceso de sedimentación normal, en cuyo caso se mezclan íntimamente con arcilla, cieno, arena y grava. Los materiales mezclados formados de este modo se conocen como *sedimentos de ceniza* si no están compactados, y

como *rocas sedimentarias tobáceas* si están litificados. La revoltura de materiales plásticos y sedimentarios puede producir depósitos mezclados de todas clases, tales como arcillas volcánicas, limos, arenas y gravas volcánicas si están aún sin compactar, o bien *rocas volcánicas de lodo, pizarras volcánicas, rocas volcánicas de limos, areniscas y conglomerados*, si están compactadas. La distinción entre ellas puede establecerse tomando en cuenta el tamaño de los fragmentos constitutivos (véase la fig. 6-8).

Las explosiones más violentas de una erupción volcánica tienen lugar cuando la creciente presión del gas logra finalmente romper una obstrucción de roca firme. Las explosiones producen un agregado de bloques angulosos. Por compactación y cementación, los fragmentos y bloques angulosos incoherentes forman la llamada *brecha volcánica*. La solidificación de la parte superior de una corriente de lava en movimiento puede producir también brecha, porque la costra sólida se rompe por el movimiento del líquido que tiene lugar debajo de ella. Los trozos de lava con escoria van rodando violentamente y mezclándose en pilas de brecha hasta que la masa ya no puede moverse más. Si gran parte de la matriz de la brecha es de un diámetro menor de 4 mm, puede aplicarse la denominación *toba de brecha*.

Los *aglomerados* se forman por la acumulación de bombas arrancadas de la garganta o de los alrededores del respiradero de un volcán por la rotura de una costra gruesa solidificada, y se les llama con más precisión *aglomerados de respiradero*. El aglomerado volcánico es semejante a la brecha, pero la mayoría de los fragmentos del aglomerado son redondeados o subredondeados. Como muchas bombas de los aglomerados han sido expulsadas en estado líquido, tienen con frecuencia formas torcidas y pueden tener estructura concéntrica. Frecuentemente son vesiculares, en particular en sus capas exteriores. En su textura tienden a ser vítreas, aunque en los aglomerados más antiguos han llegado a desvitrificarse. Las capas de aglomerado pueden alternar con mantos de arena volcánica, brecha volcánica y delgadas hojas de lava; pero aparte de esto hay pocas señas de estratificación, y las capas son de espesor más irregular. En el campo pueden esperarse todas las gradaciones entre los aglomerados y la brecha volcánica.

TOBAS

Las tobas están mucho más extendidas en su distribución que los productos de expulsión volcánica más gruesos. Por esta razón requieren una descripción detallada.

Composición y variedades

Las *tobas* (it. *tufo*, piedra arenosa, blanda) están formadas principalmente por cenizas o arenas volcánicas depositadas a una distancia mayor del respiradero que los aglomerados. Comúnmente ocurren en capas bien definidas, cada una de las cuales representa una llovizna distinta de ceniza o un depósito arrastrado cuesta abajo por las lluvias que generalmente acompañan a la actividad volcánica. Los granos en la toba comprenden frecuentemente cristales bien formados de augita, leucita, vesubianita, melanita, etc. Las expulsiones son seguidas frecuentemente por derrames de lava; por tanto, los flancos de muchos volcanes están formados por capas alternadas de lava y toba. Es común denominar a las tobas según la naturaleza de los fragmentos de roca reconocible, como *toba de basalto*, *toba de andesita*, *toba de riolita*, *toba de dacita*, *toba de traquita*, etc. Las tobas pueden consistir también en tobas vítreas y tobas de cristales, dependiendo de que las partículas sean fragmentos de vidrio o fragmentos de cristal. Muchas tobas contienen fragmentos de los tres tipos; a saber: de vidrio, de cristal y líticos.

Algunas tobas contienen principalmente cenizas vítreas. Los depósitos de avalancha centelleante de materiales volcánicos, *nuées ardentes* (fr., *nubes ardientes*) se acumulan rápidamente y por lo general son de espesor considerable; muchas permanecen calientes durante un largo período de tiempo, particularmente en sus partes centrales. Como resultado, los fragmentos arqueados de vidrio, mientras están aún calientes y bajo carga pesada, son presionados y aplanados, y todos los elementos constitutivos se vuelven firmemente recocidos. A las rocas así formadas se les llama *tobas soldadas*. El derrame continuado del material de la toba puede dar por resultado el alargamiento y deformación de los fragmentos, hasta que llegan a ser muy difíciles de distinguir de las rocas volcánicas con estructura de corriente, como la riolita y rocas afines. Es probable que en lo pasado, la abundancia de este tipo de toba haya sido subestimada. Si se presentan la desvitrificación y el relleno de poros con minerales secundarios como zeolitas, carbonatos y sílice, la distinción entre la toba soldada y la de corriente puede ser ciertamente muy difícil.

Algunas veces, a causa de las lluvias torrenciales, los materiales piroclásticos que descansan sobre las laderas de los conos volcánicos se saturan de agua y se mueven como *corrientes de lodo*. Cuando se petrifican, la roca es una brecha o toba típica, que puede resultar difícil distinguirla de una depositada por *nuées ardentes*. Algunos de los materiales piroclásticos caen en el agua estancada, o bien más comúnmente son arrastrados por el agua corriente a distancias considerables. En

cualquiera de estas dos circunstancias, las rocas piroclásticas se vuelven estratificadas como las rocas sedimentarias. Las rocas de grano más grueso son conglomerados volcánicos; las de grano más fino son tobas.

Alteración (mantos de bentonita)

Las tobas son susceptibles de alteración, particularmente las variedades vítreas. La desvitrificación es el destino ordinario de las rocas

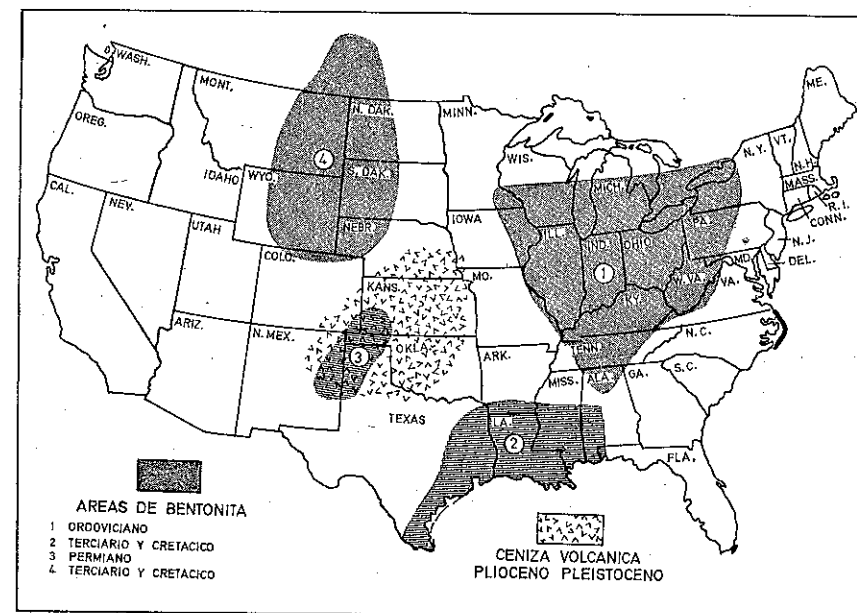


FIG. 4-22. Mapa que muestra la distribución de los materiales piroclásticos al este de las Montañas Rocallosas. (Según C. S. Ross, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1955.)

vítreas. La alteración intensa y completa de muchas tobas se debe a la naturaleza vítreas de la roca y a la abundancia del vidrio. Los tipos comunes de alteración son la silicificación y la arcilización. Los depósitos antiguos de tobas aparecen como mantos delgados de bentonita, habiéndose convertido la ceniza en material arcilloso. Se han encontrado depósitos de toba de vasta extensión aérea en la formación ordoviciana del este de Norteamérica. En la actualidad aparecen como delgados mantos bentoníticos y se han utilizado como mantos clave para fines de correlación estratigráfica.

El espesor medio de la bentonita de la cuenca permiana de Texas y Nuevo México es, a lo menos, de 0.60 m, y el área sobre la cual ocurre,

probablemente no es menor de 180,000 kilómetros cuadrados. La planicie costera del Golfo es conocida ahora como una región de actividad volcánica considerable, la cual contiene una vasta cantidad de materiales piroclásticos. La región nortea de Great Plains se caracteriza por los gruesos y extensos depósitos de bentonita localizados en las formaciones cretácicas. Estos alcanzan un espesor total de 51 m en las partes norte y central de Wyoming, y se extienden hasta Nebraska, Colorado y Manitoba central, en donde un solo manto es de 15 a 25 cm de grueso. Las áreas en las que ocurren estos mantos cubren 770,000 a 1,000,000 de kilómetros cuadrados, e indican un volumen de 14,400 a 21,000 kilómetros cúbicos.

La figura 4-22 presenta la distribución de las tobas y los mantos de bentonita en los Estados Unidos, al este de las Montañas Rocallosas. También ocurren en todo el oeste de los Estados Unidos, pero no en grande escala, y se necesitarían mapas detallados para representar su distribución.

Ocurrencia en el campo

Las tobas ordinarias y las soldadas son los tipos más persistentes de rocas piroclásticas, y proporcionan una buena oportunidad para su evaluación. Tales rocas, especialmente las tobas soldadas, están tan difundidas en el oeste de Estados Unidos que suscitan gran interés.

Según Williams, se sabe que las tobas soldadas son de extensión verdaderamente colosal en las regiones volcánicas circundantes del Pacífico, y sin duda ampliamente distribuidas en todas partes. Los rasgos que ayudan al reconocimiento de las tobas soldadas son la laminación rayada, muy semejante al bandeado fluido que se observa en muchas lavas; además, algunas de ellas presentan estructuras globulares; otras pueden mostrar transiciones de material realmente soldado a materiales no deformados, menos compactos, de origen evidentemente piroclástico, como las que deben encontrarse en las partes superiores, fondos y lados de las láminas individuales de tobas soldadas.

Las tobas son de carácter muy variable. Algunas son bastante voluminosas, otras están formadas en mantos más o menos bien definidos. Las rocas intrusivas, y aun las extrusivas, dejan a lo menos un registro parcial. En contraste, muchas tobas y cenizas caídas están sujetas a diversas vicisitudes geológicas. La amplia dispersión, la facilidad de erosión, el adelgazamiento de las lentes poco destacadas, la permeabilidad que conduce a la facilidad de alteración y la mezcla con materiales detríticos, tienden todos a oscurecer o destruir el registro de su existencia. La incorporación frecuente del material tobáceo a otros sedimentos ya ha sido mencionada. Así, es bastante común encontrar par-

tículas tobáceas, líticas, vítreas y cristalinas en las rocas sedimentarias normales como la caliza, la arenisca y la pizarra.

La región de San Juan, del suroeste de Colorado, es uno de los grandes campos volcánicos del mundo. W. Cross y E. S. Larsen, Jr., estiman que la toba de San Juan de esa región tiene un volumen de 2,900 kilómetros cúbicos; también estiman que la serie volcánica de Silverton, de la misma región, tiene un volumen de 1,000 kilómetros cúbicos, una parte importante de la cual es toba. Se cree que ambas de estas tobas son de Edad Miocena. Las tobas soldadas de la región de Jemez Mountain, de Nuevo México, cubren más de 900 kilómetros cuadrados, y tienen un volumen de aproximadamente 200 kilómetros cúbicos. Además de esta área, están presentes las tobas soldadas riolíticas en áreas de Nuevo México, Colorado, Utah, Nevada, el oeste de Texas y Idaho, sobre grandes superficies y en grandes volúmenes.

Las tobas soldadas constituyen gran parte de la roca volcánica del Parque Nacional de Yellowstone, y parecen ser continuas con las del suroeste de Idaho. En la región de Snake River se ha registrado la existencia de tobas riolíticas de gran espesor, con un volumen total probable de muchos centenares de kilómetros cúbicos. Tobs soldadas del Plioceno, en el centro de Oregon y en Wyoming, ocupan miles de kilómetros cúbicos.

En el territorio Yukón, de Alaska, una capa de toba de sólo unos cuantos centímetros de espesor, cubre 500,000 kilómetros cuadrados. Pero otros espesores importantes de tobas y rocas piroclásticas afines ocurren en la Sierra Nevada, Coast Range y en las cuencas de California. Las áreas de estos materiales son tan grandes, y su espesor también, que los volúmenes totales son probablemente del orden de los millares de kilómetros cúbicos. Rocas semejantes ocurren en la Baja California y por toda la América Central y la región de la Patagonia (62,000 kilómetros cúbicos), de la América del Sur.

Las tobas soldadas de Edad Triásica han sido descritas en la región de Brisbane, del suroeste de Queensland, Australia, las cuales tienen un volumen de alrededor de 180 kilómetros cúbicos. En Nueva Zelanda, tobas de Edad Pleistocena cubren una área de unos 25,600 kilómetros cuadrados y tienen un volumen de 800 kilómetros cúbicos. Las tobas soldadas de riolita de Edad Cuaternaria del norte de Sumatra cubren casi 310 kilómetros cuadrados. Otras tobas semejantes y materiales piroclásticos relacionados, que cubren más de 30,000 kilómetros cuadrados, han sido registradas en la región Sikhote Alin, en Siberia, entre el río Amur y el mar del Japón.

Las tobas soldadas en Rusia, Armenia y Hungría son bastante conocidas; también ocurren en Gales, Francia, Alemania y Suecia.

Los párrafos anteriores demuestran que los materiales piroclásticos están presentes en muchas partes del mundo, en volúmenes que sobrepasan a los de muchos batolitos. Ross hace una comparación muy interesante entre los materiales piroclásticos de riolita y las rocas intrusivas de composición química semejante, es decir, los granitos; tal comparación indica que las riolitas piroclásticas ocurren en volúmenes que son comparables, si es que no superan, a los de los granitos verdaderos. Ross cree que esta relación debe recibir una cuidadosa consideración en cualquiera teoría de la petrogénesis.

VIDRIOS

En una de las secciones anteriores ya se han mencionado algunas lavas vítreas como la obsidiana, la piedra pez, los vitrofiros, la perlita y la piedra pómez; resta ahora describir la formación de estos vidrios y sus rasgos característicos. Los vidrios se forman por el enfriamiento rápido de una lava, es decir, cuando la temperatura desciende notablemente, el régimen de difusión en la masa fundida disminuye rápidamente y la velocidad de cristalización es prácticamente nula. El grado de enfriamiento rápido por el cual se solidifica un magma depende esencialmente de la rapidez con que se disipa el calor del magma, y ésta depende de varios factores, como la temperatura de los elementos circundantes, la conductibilidad térmica de los mismos y la relación de la superficie exterior del cuerpo a su volumen.

El enfriamiento rápido en extremo de un magma aún líquido puede retardar tanto la migración de los iones que ocasione el cese virtual de la cristalización. Esta condición tiene particularmente más posibilidades de ocurrir en un magma silíceo viscoso que en las lavas máficas fluidas. Por otra parte, aun las lavas máficas pueden solidificarse como vidrio si su enfriamiento es brusco, como cuando una corriente de lavas entra al agua del mar, o cuando un magma situado en las márgenes de un dique o sill es enfriado localmente por el contacto súbito con las rocas invadidas más frías. Por tanto, las rocas que constan total o predominantemente de vidrio, ocurren como derrames de lava y como bordes templados superficialmente de diques o sills intrusivos de poca profundidad, o como fragmentos volcánicos.

Muchas lavas con apariencia de grano fino contienen cantidades apreciables de vidrio, oculto como residuo entre los cristales. La mayoría de los vidrios se presentan apiñados con cristales embrionarios (cristalitas) tan pequeños que sólo son visibles con el microscopio. Las cristalitas están por lo general concentradas a lo largo de bandas rayadas por las corrientes móviles de lava y, en consecuencia, constituyen una

estructura de corriente primaria. Los fenocristales, cuando están presentes, son casi siempre euhedrales. A continuación se describen algunas rocas vítreas comunes.

Obsidiana es un término que se aplica a vidrios cuya composición varía desde la granítica a la tonalítica, pero cuyos rasgos físicos se caracterizan por un color lustroso y una fractura concoidea lisa. La obsidiana fresca típica es negra y lustrosa; la luz pasa fácilmente por las hojuelas delgadas y por los bordes afilados. La hematita dispersa puede dar a la obsidiana un color rojo oscuro o café. Generalmente no es persistente el color rojo, sino que está distribuido en manchas o concentrado en bandas o rayas que siguen las líneas de corriente. En muchas obsidianas hay fenocristales de cuarzo o de feldespato.

Cuando las rocas vítreas contienen fenocristales en cantidad considerable, puede llamárselas *vitrofiros*. Sólo cuando se ha determinado la composición de una roca como riolita, puede llamársela *vitrofiro riolítico*. Otras variedades se denominan según los fenocristales que contienen, como *vitrofiro de cuarzo*, *vitrofiro de feldespato*, *vitrofiro de cuarzo-biotita*, etc.

Las *piedras pez* son riolitas vítreas de lustre resinoso o semejante al de la pez más bien que con lustre vítreo. Su aspecto es atribuido a un contenido de agua anormalmente alto, 6 a 10 por ciento, en comparación al 1 por ciento que contiene la obsidiana. Las piedras pez son de muchos colores: gris oscuro, café, rojo y verde. A pesar de sus colores oscuros son translúcidas en una orilla delgada.

Petrogénesis de las rocas ígneas

INTRODUCCION

En los capítulos precedentes se han descrito los minerales que forman las rocas, los tipos comunes de las rocas ígneas, el origen de las rocas y los cuerpos formados por rocas. En este capítulo se tratará de los rasgos importantes de la corteza, como la constitución de la Tierra, los magmas, la evolución magmática y las asociaciones naturales de las rocas.

En la historia natural de una roca ígnea intervienen una larga secuencia de cambios químicos y físicos que están íntimamente relacionados. Las únicas actividades y procesos ígneos que pueden ser observados directamente son los de la erupción volcánica. Las especulaciones petrológicas sobre el comportamiento de los magmas dentro de la tierra están basadas en la interpretación de los minerales y tramas de las rocas ígneas, en la interpretación de los cambios que ocurren dentro de los plutones ígneos y rocas encajonantes adyacentes y en las investigaciones de laboratorio de las masas de silicatos fundidas. El equilibrio de los sistemas de silicatos que se presenta más adelante puede arrojar alguna luz sobre la significativa contribución de la fisicoquímica a la petrogénesis. Por medio de la investigación de las relaciones de fase de los diversos sistemas de silicatos llevados al equilibrio en condiciones reguladas, se ha llegado a obtener una vasta cantidad de datos relativos a la cristalización de los magmas, aun cuando los petrólogos difieren en sus interpretaciones de las pruebas presentadas por las rocas ígneas y están en desacuerdo respecto al significado de los experimentos de laboratorio. El primer paso a seguir en la historia ígnea es la investigación de la generación del magma, la cual, a su vez, puede conducir a la comprensión de la constitución de la Tierra.

La mayoría de las especulaciones expresadas sobre la constitución química de la Tierra dependen de la suposición de que los meteoritos son fragmentos de un planeta desintegrado, originalmente semejante a los planetas internos como Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. Sólo la parte más exterior de la corteza de la Tierra es accesible a la observación directa. Para obtener una idea de la constitución de la masa de material inaccesible que forma la mayor parte de la Tierra, debe acudirse a la prueba indirecta de carácter sismológico o geofísico. Cualquiera que pueda ser la constitución de la Tierra, la temperatura y la presión dentro de la misma deben obedecer ciertos principios de fisicoquímica, limitados por datos observados tales como las temperaturas superficiales, los gradientes geotérmicos y los efectos gravitacionales. Ya se conoce la distribución de la densidad en la profundidad con regular exactitud. Por aproximaciones sucesivas puede finalmente llegar a resolverse el problema de la constitución y la estructura zonal de la Tierra. Pero es importante que el petrólogo esté enterado de los diversos métodos geológicos por los que se llega a muchas conclusiones y de las interpretaciones alternativas que pueden darse a otros datos geológicos, especialmente a los datos sismológicos y geofísicos, en el estado presente del conocimiento.

LA ESTRUCTURA ZONAL CONCENTRICA DE LA TIERRA

El conocimiento de la constitución y estructura del interior de la Tierra es un requisito previo a la comprensión de la petrología. Este problema es evidentemente del tipo que no puede resolverse por observación directa. En los años recientes, los geofísicos han logrado avances considerables hacia la solución de los problemas desconcertantes del interior de la Tierra. Sin embargo, aún existen controversias considerables, y los conceptos que hay en boga sobre la constitución interna de la Tierra serán, de seguro, modificados por el descubrimiento de nuevos hechos y por aumentos al conocimiento existente. Las profundidades y órdenes de las discontinuidades de la estructura de zonas concéntricas de la Tierra son de interés general, pero los petrólogos tienen un interés particular en el significado de esas discontinuidades en función de la composición química cambiante.

La creencia de que la Tierra tiene núcleo de hierro data de 1866; por tanto, su existencia es anterior a la prueba sísmica. El *manto* es la zona situada debajo de la corteza que se extiende 2,900 kilómetros hacia el interior de la Tierra; está formado por material semejante al de los meteoritos pétreos y de minerales ferrosos. En general, la creencia de que el manto consiste esencialmente en material dunitico o peridotítico

parece estar más de acuerdo con el conocimiento actual. La corteza continental consta de dos capas principales, desde granito o granodiorita cerca de la superficie hasta gabro más abajo. Estas dos capas corresponden al *sial* (material rico en Si y Al) y al *sima* (rico en Si y

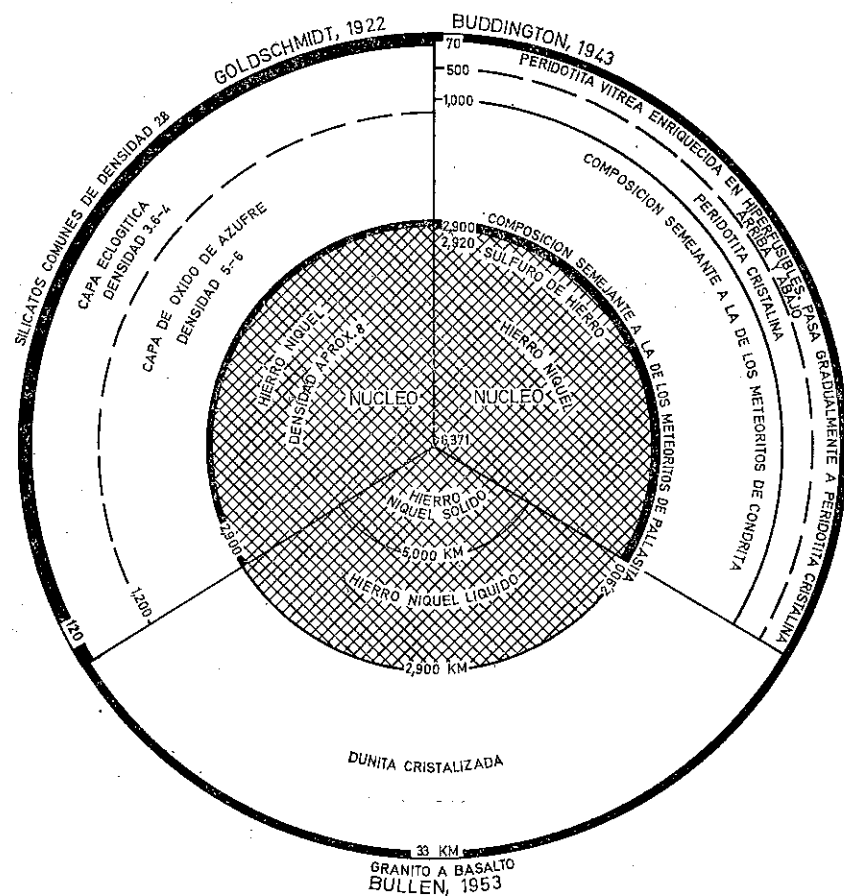


FIG. 5-1. Estructura interna de la Tierra, según Goldschmidt, Buddington y Bullen.

Mg), respectivamente; sin embargo, el hecho de que el porcentaje de SiO_2 sea considerablemente más bajo en las rocas de las áreas oceánicas apoya el punto de vista de que la capa de *sial* sea delgada o esté ausente debajo de las cuencas oceánicas.

La evolución de las ideas concernientes al interior de la Tierra es un asunto de gran importancia. Para ilustrar los puntos principales

de diferencia y acuerdo, se presentan en la figura 5-1 los modelos de la Tierra propuestos por Goldschmidt, Buddington y Bullen.

Todos convienen en que el núcleo de la Tierra es una masa de níquel-hierro que tiene la composición de los meteoritos comunes de hierro. También concuerdan todas las interpretaciones en localizar la discontinuidad de primer orden a una profundidad de 2,900 Km de la superficie, a cuya profundidad sitúan también la superficie exterior del núcleo. Sin embargo, el espesor y la naturaleza de las capas individuales de la corteza difieren un poco de un autor a otro, dependiendo del punto de vista de cada uno.

Goldschmidt postuló una capa de eclogita (Cap. 10, ECLOGITAS) debajo de la corteza, sucedida hacia abajo por otra capa de sulfuros y óxidos. Buddington supone que la distribución de las rocas en la corteza terrestre es semejante a la que exhiben los cuerpos máficos estratiformes, como los que se encuentran en los complejos de Bushveld, la Sierra Leona, los Adirondacks y Stillwater. Las láminas estratiformes muestran características toscas desde su base a su parte superior, como sigue: 1) una zona basal de facies gabroides o noríticas no diferenciadas, de enfriamiento brusco; 2) rocas ultramáficas con o sin capas de cromita secundaria; 3) norita o gabro de olivino de composición variable; 4) anortosita con o sin capas secundarias de ilmenita-magnetita; 5) gabro de augita con cuarzo o con granofiro, y 6) en la parte superior, granofiro o granito.

La restricción mundial de los cinturones de peridotita o de sus equivalentes serpentinizados a cinturones orogénicos ha sido resumida por Hess. La fuente más probable de magmas ultramáficos es una capa de peridotita omnipresente. La mayoría de los geólogos aceptan la existencia de esta capa en la Tierra sobre la base de la prueba geofísica. Otras pruebas son la ocurrencia de los cuerpos intrusivos ultramáficos mismos, y la de bloques de roca ultramáfica, como inclusiones exóticas provenientes del manto de peridotita, en lavas basálticas. La asociación íntima en el espacio del manto gabroico y de los complejos ultramáficos que se presenta en muchas partes del mundo, se podría explicar de la manera más simple suponiendo que ambos tipos de magma se derivan del mismo proceso y en el mismo lugar del manto. Muchos petrólogos, notablemente Washington, Bowen y Buddington, han supuesto que la capa de peridotita de la Tierra está compuesta en su mayor parte por olivino y piroxeno con aproximadamente 20 a 30 por ciento de feldespato, una composición que se aproxima a la de los meteoritos condriticos. Tanto Bowen como Buddington han puesto mucho énfasis en que si tal material fuera sometido a fusión, habría una etapa en la cual el líquido, que constituye aproximadamente 40 por ciento de la masa, sería de composición basáltica o gabroica.

parece estar más de acuerdo con el conocimiento actual. La corteza continental consta de dos capas principales, desde granito o granodiorita cerca de la superficie hasta gabro más abajo. Estas dos capas corresponden al *sial* (material rico en Si y Al) y al *sima* (rico en Si y

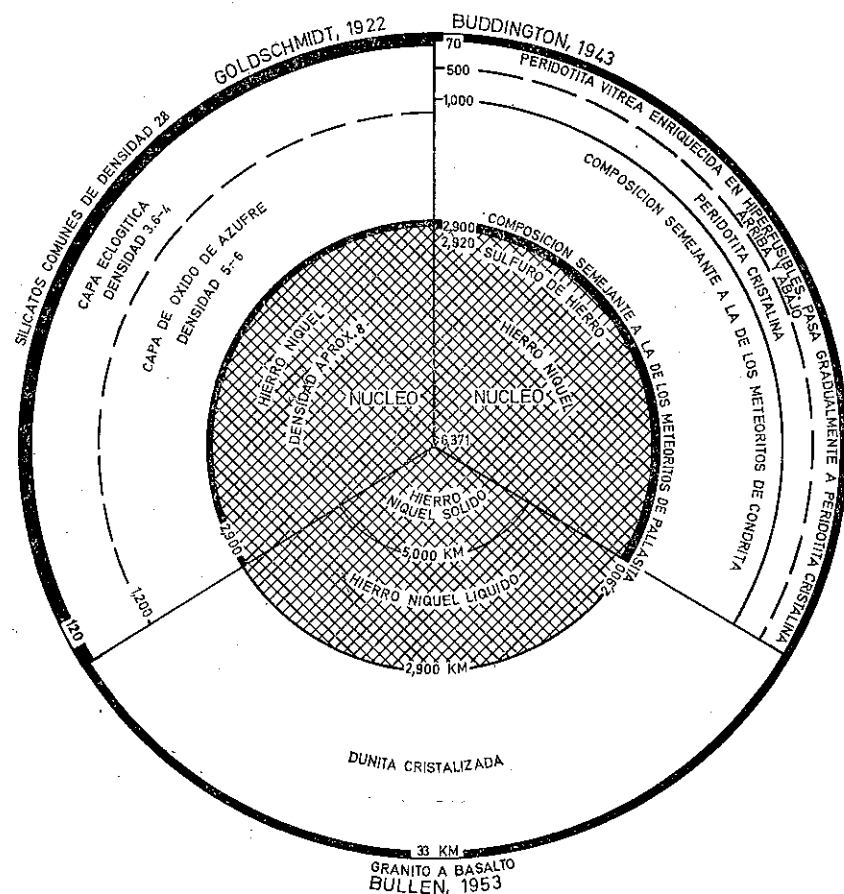


FIG. 5-1. Estructura interna de la Tierra, según Goldschmidt, Buddington y Bullen.

Mg), respectivamente; sin embargo, el hecho de que el porcentaje de SiO_2 sea considerablemente más bajo en las rocas de las áreas oceánicas apoya el punto de vista de que la capa de *sial* sea delgada o esté ausente debajo de las cuencas oceánicas.

La evolución de las ideas concernientes al interior de la Tierra es un asunto de gran importancia. Para ilustrar los puntos principales

de diferencia y acuerdo, se presentan en la figura 5-1 los modelos de la Tierra propuestos por Goldschmidt, Buddington y Bullen.

Todos convienen en que el núcleo de la Tierra es una masa de níquel-hierro que tiene la composición de los meteoritos comunes de hierro. También concuerdan todas las interpretaciones en localizar la discontinuidad de primer orden a una profundidad de 2,900 Km de la superficie, a cuya profundidad sitúan también la superficie exterior del núcleo. Sin embargo, el espesor y la naturaleza de las capas individuales de la corteza difieren un poco de un autor a otro, dependiendo del punto de vista de cada uno.

Goldschmidt postuló una capa de eclogita (Cap. 10, ECLOGITAS) debajo de la corteza, sucedida hacia abajo por otra capa de sulfuros y óxidos. Buddington supone que la distribución de las rocas en la corteza terrestre es semejante a la que exhiben los cuerpos máficos estratiformes, como los que se encuentran en los complejos de Bushveld, la Sierra Leona, los Adirondacks y Stillwater. Las láminas estratiformes muestran características toscas desde su base a su parte superior, como sigue: 1) una zona basal de facies gabroides o noríticas no diferenciadas, de enfriamiento brusco; 2) rocas ultramáficas con o sin capas de cromita secundaria; 3) norita o gabro de olivino de composición variable; 4) anortosita con o sin capas secundarias de ilmenita-magnetita; 5) gabro de augita con cuarzo o con granofiro, y 6) en la parte superior, granofiro o granito.

La restricción mundial de los cinturones de peridotita o de sus equivalentes serpentinizados a cinturones orogénicos ha sido resumida por Hess. La fuente más probable de magmas ultramáficos es una capa de peridotita omnipresente. La mayoría de los geólogos aceptan la existencia de esta capa en la Tierra sobre la base de la prueba geofísica. Otras pruebas son la ocurrencia de los cuerpos intrusivos ultramáficos mismos, y la de bloques de roca ultramáfica, como inclusiones exóticas provenientes del manto de peridotita, en lavas basálticas. La asociación íntima en el espacio del manto gabroico y de los complejos ultramáficos que se presenta en muchas partes del mundo, se podría explicar de la manera más simple suponiendo que ambos tipos de magma se derivan del mismo proceso y en el mismo lugar del manto. Muchos petrólogos, notablemente Washington, Bowen y Buddington, han supuesto que la capa de peridotita de la Tierra está compuesta en su mayor parte por olivino y piroxeno con aproximadamente 20 a 30 por ciento de feldespato, una composición que se aproxima a la de los meteoritos condriticos. Tanto Bowen como Buddington han puesto mucho énfasis en que si tal material fuera sometido a fusión, habría una etapa en la cual el líquido, que constituye aproximadamente 40 por ciento de la masa, sería de composición basáltica o gabroica.

La discontinuidad sísmica entre el manto y el núcleo es de carácter definido, y su posición se conoce con exactitud considerable. Que el núcleo es líquido por lo menos en su parte exterior, lo indica el hecho de que no se ha observado el paso de ondas secundarias a través del mismo. K. E. Bullen sugiere que la discontinuidad de segundo orden, a una profundidad de alrededor de 5,000 Km, se debe a un cambio en la rigidez, y que debajo de dicha profundidad el núcleo es sólido.

TABLA 5-1
ESTRUCTURA DE LA TIERRA

Nombre	Caracteres químicos importantes	Caracteres físicos importantes
Atmósfera	Na_2 , O_2 , H_2O , CO_2 , gases inertes	Gas
Biosfera	H_2O , sustancias orgánicas y materia de esqueletos	Sólida y líquida, frecuentemente coloidal
Hidrosfera	Agua salada y dulce, nieve y hielo	Líquida (en parte sólida)
Corteza	Rocas de silicatos normales	Sólida
Manto	Material de silicatos, probablemente en su mayor parte $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$; algo de sulfuro de hierro?	Sólido
Núcleo o siderosfera ..	Aleación de hierro-níquel	Parte superior líquida, parte inferior posiblemente sólida

FUENTE: B. Mason, "Principles of Geochemistry", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1958.

La triple división en un núcleo de hierro, un manto de silicato relativamente homogéneo y una costra de silicato heterogénea, aparece ilustrada claramente en los tres modelos propuestos para la Tierra. Este cuadro de la estructura y composición internas de la Tierra armoniza con los temblores de tierra, las propiedades de los materiales a presión y temperatura elevadas, el calor de la Tierra y la existencia de las discontinuidades indicadas por las ondas sísmicas. El incremento de los minerales máficos en la sucesión de los materiales desde la corteza hacia el manto concuerda así mismo con la prueba petrológica. Ninguno de estos puntos, ni todos ellos juntos, demuestran que tal cuadro es necesariamente el verdadero, pero por lo menos concuerda con todos los datos disponibles. Para completar la estructura de zonas concéntricas de la Tierra, se agregan a la corteza la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, el manto y el núcleo. La tabla 5-1 da las características importantes de la Tierra.

Las tres esferas constituyen menos de 0.63 por ciento de la masa total de la Tierra, mientras que la corteza constituye menos de 1 por ciento del conjunto. En consecuencia, la composición masiva o general de la Tierra la determinan esencialmente las composiciones del manto y del núcleo.

MAGMAS

El *magma* (gr. *magma*, pasta que hace presión) es el material padre de las rocas ígneas. Definido muy simplemente, magma es material de roca en estado de fusión. Sin embargo, como ha sido hecho notar por B. Mason, esta definición omite el hecho de que el magma contiene componentes volátiles que se pierden al solidificarse. También, la solidificación del magma no tiene lugar a una temperatura definida, sino que generalmente es prolongada en el tiempo y en el lugar por la cristalización fraccionaria, un proceso por el cual progresa gradualmente la separación del líquido de los cristales.

Recientemente se ha suscitado controversia respecto al mecanismo de emplazamiento de los cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas, controversia que ha dado origen a discusiones considerables respecto a lo que debe incluirse en la definición de magma. Las definiciones extremas abarcan casi todo: la fase sólida, la materia cristalizada, todo lo que está presente desde la movilidad que ocurre a baja temperatura, las disoluciones acuosas hasta los pequeños cristales suspendidos, cuya corriente se debe a la presencia de los gases y fluidos intersticiales. Se ha puesto énfasis, sin embargo, en la movilidad, la temperatura y la competencia.

Lava (it. *lava*, inundación) es un magma derramado por un respiradero volcánico sobre la superficie de la Tierra. El estudio de la lava fundida proporciona mucha información sobre la composición total del magma a profundidad. Sin embargo, gran parte del magma se solidifica debajo de la superficie y sólo puede ser observado como producto final, o sea, como una roca ígnea, a partir de cuya observación debe inferirse la naturaleza original del magma. En este libro, el concepto del magma es el propuesto por Turner y Verhoogen (1960): "El término magma se utiliza para abarcar a toda la materia rocosa móvil de ocurrencia natural, formada en una parte considerable por una fase líquida que tiene la composición de una masa fundida de silicatos".

Para dar una imagen más completa del magma, puede citarse la definición de F. F. Grout (1947):

El magma se define como un fluido natural, generalmente muy caliente, formado principalmente por una disolución mutua de silicatos, con algunos óxidos, sulfuros y agua, mantenidos en disolución por presión; el agua puede reducir la viscosidad del

La discontinuidad sísmica entre el manto y el núcleo es de carácter definido, y su posición se conoce con exactitud considerable. Que el núcleo es líquido por lo menos en su parte exterior, lo indica el hecho de que no se ha observado el paso de ondas secundarias a través del mismo. K. E. Bullen sugiere que la discontinuidad de segundo orden, a una profundidad de alrededor de 5,000 Km, se debe a un cambio en la rigidez, y que debajo de dicha profundidad el núcleo es sólido.

TABLA 5-1
ESTRUCTURA DE LA TIERRA

Nombre	Caracteres químicos importantes	Caracteres físicos importantes
Atmósfera	Na_2 , O_2 , H_2O , CO_2 , gases inertes	Gas
Biosfera	H_2O , sustancias orgánicas y materia de esqueletos	Sólida y líquida, frecuentemente coloidal
Hidrosfera	Agua salada y dulce, nieve y hielo	Líquida (en parte sólida)
Corteza	Rocas de silicatos normales	Sólida
Manto	Material de silicatos, probablemente en su mayor parte $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$; algo de sulfuro de hierro?	Sólido
Núcleo o siderosfera ..	Aleación de hierro-níquel	Parte superior líquida, parte inferior posiblemente sólida

FUENTE: B. Mason, "Principles of Geochemistry", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1958.

La triple división en un núcleo de hierro, un manto de silicato relativamente homogéneo y una costra de silicato heterogénea, aparece ilustrada claramente en los tres modelos propuestos para la Tierra. Este cuadro de la estructura y composición internas de la Tierra armoniza con los temblores de tierra, las propiedades de los materiales a presión y temperatura elevadas, el calor de la Tierra y la existencia de las discontinuidades indicadas por las ondas sísmicas. El incremento de los minerales máficos en la sucesión de los materiales desde la corteza hacia el manto concuerda así mismo con la prueba petrológica. Ninguno de estos puntos, ni todos ellos juntos, demuestran que tal cuadro es necesariamente el verdadero, pero por lo menos concuerda con todos los datos disponibles. Para completar la estructura de zonas concéntricas de la Tierra, se agregan a la corteza la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, el manto y el núcleo. La tabla 5-1 da las características importantes de la Tierra.

Las tres esferas constituyen menos de 0.63 por ciento de la masa total de la Tierra, mientras que la corteza constituye menos de 1 por ciento del conjunto. En consecuencia, la composición masiva o general de la Tierra la determinan esencialmente las composiciones del manto y del núcleo.

MAGMAS

El *magma* (gr. *magma*, pasta que hace presión) es el material padre de las rocas ígneas. Definido muy simplemente, magma es material de roca en estado de fusión. Sin embargo, como ha sido hecho notar por B. Mason, esta definición omite el hecho de que el magma contiene componentes volátiles que se pierden al solidificarse. También, la solidificación del magma no tiene lugar a una temperatura definida, sino que generalmente es prolongada en el tiempo y en el lugar por la cristalización fraccionaria, un proceso por el cual progresa gradualmente la separación del líquido de los cristales.

Recientemente se ha suscitado controversia respecto al mecanismo de emplazamiento de los cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas, controversia que ha dado origen a discusiones considerables respecto a lo que debe incluirse en la definición de magma. Las definiciones extremas abarcan casi todo: la fase sólida, la materia cristalizada, todo lo que está presente desde la movilidad que ocurre a baja temperatura, las disoluciones acuosas hasta los pequeños cristales suspendidos, cuya corriente se debe a la presencia de los gases y fluidos intersticiales. Se ha puesto énfasis, sin embargo, en la movilidad, la temperatura y la competencia.

Lava (it. *lava*, inundación) es un magma derramado por un respiradero volcánico sobre la superficie de la Tierra. El estudio de la lava fundida proporciona mucha información sobre la composición total del magma a profundidad. Sin embargo, gran parte del magma se solidifica debajo de la superficie y sólo puede ser observado como producto final, o sea, como una roca ígnea, a partir de cuya observación debe inferirse la naturaleza original del magma. En este libro, el concepto del magma es el propuesto por Turner y Verhoogen (1960): "El término magma se utiliza para abarcar a toda la materia rocosa móvil de ocurrencia natural, formada en una parte considerable por una fase líquida que tiene la composición de una masa fundida de silicatos".

Para dar una imagen más completa del magma, puede citarse la definición de F. F. Grout (1947):

El magma se define como un fluido natural, generalmente muy caliente, formado principalmente por una disolución mutua de silicatos, con algunos óxidos, sulfuros y agua, mantenidos en disolución por presión; el agua puede reducir la viscosidad del

fluido, pero el calor es el factor principal para su fluidez. El término magma puede abarcar con propiedad a los fluidos en los cuales los cristales pueden ser residuales de la fusión, o estar en proceso de crecimiento, mientras la cantidad de materia sólida no dé al agregado una rigidez notable.

La cuestión de la posible existencia de un magma primario ha sido objeto de mucha discusión. El magma primario, tal como lo interpreta Wahlstrom, es una enorme masa de magma no contaminado que existe en el principio de un ciclo petrogénico y que, en un cierto lapso, puede dar origen a varios productos derivados, de carácter química o mineralógicamente contrastado pero genéticamente relacionados, por la realización de uno o más procesos geológicos. En la literatura geológica del último siglo han aparecido muchas hipótesis relativas al origen y la naturaleza del magma primario. Puede decirse que las ideas modernas datan de 1851, al ser expuestas primero por Bunsen. Bunsen sostuvo que existen dos clases de magmas primario, el granítico y el basáltico, y que las rocas ígneas de composición diferente fueron mezclas de estos dos magmas.

La tendencia del pensamiento geológico va encaminada hacia la idea de que el material de composición basáltica puede ser el único magma primario del cual se derivaron la gran mayoría de las rocas ígneas. Daly ha defendido vigorosamente esta tesis. N. L. Bowen (1928) y sus asociados han señalado, por medio de estudios de laboratorio efectuados con muchos sistemas de silicatos en equilibrio, que es posible derivar prácticamente todos los tipos de rocas ígneas de un líquido de composición basáltica. Bowen sugiere que el basalto mismo puede haber provenido de una roca madre peridotítica. Basándose en el estudio de los meteoritos y de los complejos ígneos estratiformes del mundo, Buddington (1943) insiste en que hay suficiente prueba para sostener la existencia de varios magmas primarios de la composición de ciertas rocas máficas y ultramáficas como la peridotita, la norita, la anortosita gabroica, el basalto de olivino y el basalto alcalino (fig. 1). Hess (1938) supone que el manto peridotítico se fundiría bajo el impacto de las capas de la corteza al plegarse hacia abajo, y considera que el magma peridotítico es de carácter primario.

Es dudoso que muchos granitos, con excepción de los encontrados en diques, sills y pequeños troncos, hayan estado alguna vez enteramente líquidos, o aún en su mayor parte líquidos. Algunos geólogos creen que la mayoría de los que forman batolitos en los núcleos de los plegamientos montañosos se deben a la granitización de rocas preexistentes. Otros creen que probablemente se desarrollaron por la fusión selectiva de las raíces de los plegamientos, constituidos principalmente por gruesos prismas de sedimentos geosinclinales. La advertencia de Grout sobre

la precaución necesaria al interpretar grandes masas de roca de "apariciencia ígnea", sirve simplemente para dar énfasis a la creciente tendencia de muchos petrólogos a dudar de la idea de que el magma granítico primario fuera tan común como se ha creído anteriormente. Ciertamente, muchos petrólogos están comenzando a preguntarse si muchos plutones de gran tamaño, aparentemente de silícicos a intermedios, de carácter intrusivo y de edades precámbricas o posteriores, no se formaron por recristalización de las rocas preexistentes bajo la influencia de las disoluciones y el calor prevaeciente en sus lugares de profundo asentamiento. Pero aun cuando estos puntos de vista fueran válidos, los granitos batolíticos deben clasificarse como ígneos, a causa de que sus relaciones intrusivas prueban que concuerdan con las características generalmente aceptadas del magma, es decir, materiales parcial o casi totalmente fluidos como requisito para ser emplazados por intrusión.

En resumen, una masa de magma de composición dada pudo originarse por la compresión de algo de material térreo cuya condición líquida primitiva fue heredada de una etapa remotamente temprana de la historia de la Tierra, o por la fusión parcial o completa de una roca sólida preexistente o por la modificación de un magma preexistente, por ejemplo, por diferenciación o por contaminación. Bowen (1947) denominó al magma de esta clase *magma derivado*. En vista de la prueba geofísica de que los magmas basálticos y graníticos tienen una oportunidad única para ser generados repetidas veces por todo el mundo, por fusión de las capas graníticas y basálticas de la corteza, y en vista de su abundancia en el tiempo y en el espacio, sólo se consideran primarias dos grandes familias de magmas, los basálticos y los graníticos.

FACTORES EN LA EVOLUCION MAGMATICA

La composición de los magmas primarios puede ser modificada para producir una variedad de rocas ígneas. Los petrólogos convienen generalmente hoy en día en que la variación observada en las rocas ígneas asociadas es debida en gran parte a alguna forma de evolución magmática. Ya en 1844, Darwin, en su importante trabajo sobre las islas volcánicas, señaló la *cristalización fraccionada* como un medio de la evolución magmática, la cual puede describirse como el movimiento de los cristales en un magma, bajo la influencia de la gravedad, y la separación por presión de los elementos constitutivos más fusibles, de una masa parcialmente consolidada. Hay varias clases de procesos evolutivos a los cuales pueden referirse los petrólogos como causantes de los pro-

ductos finales de la actividad ígnea. A éstos se les cita como diferenciación magmática, asimilación y mezcla de magmas. Los petrólogos están de acuerdo en que la evolución magmática no puede ser atribuida a ninguno de estos procesos por separado. Más bien se concibe la modificación de un magma como una serie compleja de acontecimientos en la cual pueden intervenir los tres procesos en diferentes grados, en cualquier caso dado, y aún puede haber otros procesos importantes de los cuales sabemos poco hasta la fecha. El lector debe darse cuenta de esta situación y estar alerta a la aparición de nuevos principios y nueva prueba en la interpretación de la evolución magmática.

DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

La diferenciación magmática abarca todos los procesos por medio de los cuales un magma decididamente homogéneo se descompone en fracciones desiguales que, en último término, forman rocas de composiciones diferentes.

Con mucho, el proceso más importante de la diferenciación magmática es el fraccionamiento del magma resultante de la cristalización. Ciertos minerales de las rocas ígneas están por lo general asociados porque cristalizan en el mismo intervalo de temperatura. Los grupos olivino-labradorita, olivino-diópsida, oligoclasa-ortoclasa, ortoclasa-fayalita y cuarzo-fayalita son asociaciones típicas. Por otra parte, algunas parejas de minerales se asocian raras veces; entre éstas están la oligoclasa y el olivino, el olivino y la albita, la ortoclasa y la diópsida, y la muscovita y la labradorita. Estas relaciones implican cristalización fraccionada (fraccionamiento de los cristales) de los magmas en enfriamiento. La *cristalización fraccionada* es un proceso por medio del cual ceden los magmas fracciones contrastadas por separación de cristales del líquido en un magma en enfriamiento. En pequeña escala, el mecanismo funciona como resultado de que ciertos cristales no alcanzan su equilibrio con la composición variable del magma fluido. En grande escala, el asentamiento o la flotación de los cristales podrían ser eficaces, a modo de producir una separación marcada o gradual en porciones mineralógicamente contrastadas.

A medida que avanza la cristalización del magma prevalece una tendencia a que se mantenga una condición de equilibrio entre las fases sólida y líquida. Para mantener este equilibrio, los cristales de formación temprana reaccionan con el líquido y tienen lugar ciertos cambios de composición. En el caso de los feldespatos de plagioclasa, por ejemplo, los cristales primeramente formados son los más ricos en cal; a medida que avanza la reacción y desciende la temperatura, los cristales

se vuelven progresivamente más sódicos. Esto implica que la reacción es normalmente progresiva y que se produce una serie continua de disoluciones sólidas homogéneas. Los cambios de esta clase constituyen una *serie de reacciones continua*. Ciertos minerales ferromagnesianos, por otra parte, reaccionan con la masa fundida para dar un nuevo mineral con diferente estructura cristalina y distinta composición. El olivino, por ejemplo, puede transformarse en piroxeno (hiperstena) o el piroxeno

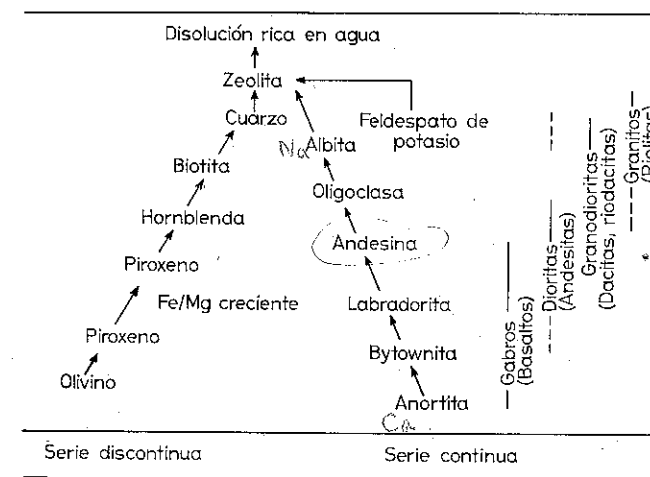


FIG. 5-2. Serie de reacciones de Bowen.

en anfíbol (hornblenda). Tales cambios bruscos constituyen lo que se conoce como una *serie de reacciones discontinua*. La figura 5-2 indica las dos series principales de reacciones de Bowen, modificadas por Barth. En el lado derecho de la figura se han agregado las rocas producidas a medida que avanza la reacción entre los cristales y el líquido. Al principio de la reacción, los miembros de alta temperatura de ambas series cristalizan generalmente juntos, de modo que las rocas como el gabro, que contienen piroxenos de olivino y magnesio, contienen también, por lo general, feldespatos cálcicos. Los minerales de baja temperatura tienden, semejantemente, a ir juntos, de modo que la mica, los feldespatos alcalinos y el cuarzo aparecen asociados íntimamente en rocas como el granito y la granodiorita. Por la misma razón son compatibles ciertas parejas de minerales, mientras que otras, como el cuarzo y la labradorita, la ortoclasa y la bytownita, tienden a ser incompatibles.

Mientras mayor sea el grado de fraccionamiento, más prolongado es el proceso de reacción. Cuando la reacción entre los cristales y el líquido

do llega a su término, los minerales de la roca final son evidentemente los que se forman al último en la serie, ya que los minerales de formación temprana fueron disueltos y absorbidos durante la reacción. Pero si la reacción es incompleta, a causa de un enfriamiento demasiado rápido o por otras razones, los miembros de primera formación de ambas series de reacciones pueden permanecer como vestigios en la roca final. A medida que crecen los cristales, sus porciones centrales quedan protegidas y efectivamente impedidas de reaccionar con los líquidos residuales. En otras palabras, los núcleos de los cristales quedan impedidos de participar en las múltiples reacciones del magma en enfriamiento, durante el curso de la cristalización. Esto explica la ocurrencia de cristales de olivino con estructura de zonas, rodeados por bordes de reacción formados de piroxeno, y la de cristales de plagioclase con estructura de zonas, con núcleos cálcicos y bordes sódicos.

El principio de reacción de Bowen ilustra cómo un magma puede solidificarse para formar un solo tipo de roca o para dar origen a muchos tipos de rocas. El magma basáltico primario puede solidificarse como un gabro, como ya se ha indicado, que contenga olivino, piroxeno y plagioclase cálcica; o bien puede dar origen a rocas que varían desde la dunita, pasando por el gabro, la diorita, la tonalita, la granodiorita hasta el granito, dependiendo del grado de fraccionamiento y de la medida en que los minerales de formación temprana sean separados de reacciones posteriores con la masa fundida. La cristalización fraccionada de un magma basáltico en condiciones adecuadas puede conducir a la formación sucesiva de rocas más silíceas, hasta que se alcanza finalmente la composición granítica. Esta secuencia ha sido confirmada en muchas áreas de rocas ígneas, por ejemplo, en las rocas plutónicas caledónicas del oeste de Escocia, en Duluth, Minnesota, y en las montañas Wichita, de Oklahoma.

No obstante, dos magmas de aproximadamente la misma composición inicial pueden producir dos tipos de roca muy diferentes. Un factor que modifica la secuencia normal puede ser la retención de sustancias volátiles en el magma. En ausencia de volátiles no pueden formarse la hornblenda y la biotita, los minerales normales de la serie de reacciones discontinua. Mucho también depende de las diferencias en el grado de fraccionamiento en las dos series de reacciones, porque dicho grado tiene influencia sobre las relaciones entre los diversos elementos en el líquido residual. La relación de los álcalis a la sílice y a la alúmina en el líquido residual, por ejemplo, es importante para determinar si la roca contiene feldespatoides como nefelina, o silicatos ricos en sosa, como egiirina y riebeckita. Aparte de la cristalización fraccionada, hay otros factores que también pueden ser de significación en la diversifica-

ción de las rocas ígneas, tales como la división de un magma en dos líquidos no miscibles, la asimilación de roca encajonante y la mezcla de dos magmas diferentes. Excepto para el caso raro de una masa fundida de sulfuros, se ha demostrado por experimentos de laboratorio efectuados con masas fundidas de silicatos, que el mecanismo de los líquidos no miscibles es insignificante en la formación de la roca ígnea, por lo cual no se le dará mayor consideración.

La serie de reacciones de Bowen está bien ejemplificada en las rocas del clan del gabro. El olivino es el mineral que cristaliza primero, aunque en las variedades menos máficas de los gabros y las noritas no aparece generalmente. La plagioclase cálcica comienza también a cristalar muy temprano, en algunos casos antes que el piroxeno, como en la troctolita. Por otra parte, el piroxeno parece a veces haber cristalizado antes que la plagioclase. En algunos gabros parecen haber cristalizado simultáneamente los dos minerales. La cristalización simultánea del piroxeno y la plagioclase, con la cual se forma la textura diabásica u ofítica, es característica de las rocas diabásicas. Muchas rocas gabroicas y noríticas exhiben los mismos rasgos de textura, aunque la plagioclase es con frecuencia de hábito más bloqueado. En los complejos estratiformes, las capas ricas en plagioclase tienen el hábito típico intersticial del piroxeno, mientras que las capas ricas en piroxeno pueden tener la plagioclase como elemento intersticial al piroxeno. Esto puede resultar por la acumulación temprana de plagioclase y piroxeno entre las divisiones o capas.

La cristalización de la plagioclase y el piroxeno continúa hasta que la composición y la temperatura del magma residual se vuelven favorables para la formación de la hornblenda. En muchos gabros y noritas, esta hornblenda se presenta en cristales grandes. La plagioclase tiende al mismo tiempo a ser más cálcica. Las noritas de Noruega y Sudbury son en ciertos lugares rocas ricas en hornblenda, y frecuentemente son cuarcíferas.

Las últimas etapas de la cristalización de estos magmas son indicadas por la aparición de biotita, feldespato alcalino, cuarzo y venas micropegmatíticas. Muchos minerales accesorios secundarios, como la ilmenita, la magnetita y la apatita, cristalizan en la forma más abundante en esta etapa o precisamente antes de ella. La mineralización subsecuente de estas rocas es hidrotermal o deutérica, e incluye la saussuritización, la uralitización, la cloritización, la albitización y la formación de serpentina, talco y carbonatos. En algunos gabros, la tardía generación de pequeños prismas de anfíbol alcalino forma bordes sobre las áreas de uralita y hornblenda. Finalmente, hacen su aparición los productos de segregación silícica tardía de estas rocas. La ocurrencia de la

"roca roja" o granofiro en las rocas gabroicas normales, con la micropegmatita y la aplita, marca la etapa final de la diferenciación magmática.

Las investigaciones mineralógicas, químicas y de campo confirman la observación de que la densidad disminuye, de un modo general, desde la base hacia arriba en los complejos gabroicos de forma laminar o en los lopolíticos estratiformes. Esta observación sugiere que la diferenciación cristalina regulada por gravedad del tipo postulado por Bowen, ha desempeñado un papel fundamental.

Como ya se ha dicho antes, al fraccionamiento de un magma efectuado por cristalización acentuada por el asentamiento gravitacional o por la elevación de los cristales se le conoce como *diferenciación gravitacional*. El predominio de capas ricas en olivino y en augita en los sills máficos diferenciados es una fuerte prueba de la eficacia del asentamiento de los cristales en un magma inicialmente homogéneo, esencialmente líquido. Por ejemplo, el sill Palisadas, de Nueva Jersey, de 300 m de espesor, tiene una fase basáltica de grano fino de la diabasa (dentro de unos cuantos metros de los contactos superior e inferior), la cual conserva el carácter químico del magma original, y muestra que dicho magma era casi completamente líquido en el tiempo de la intrusión. Aparte de estas facies de contacto, la variación vertical en composición química y mineralógica se debe claramente al hecho de que el olivino de formación temprana se hundió bajo la influencia de la gravedad, hasta que fue detenido el proceso por el aumento de viscosidad y por la disminución en cantidad de la fase líquida del magma. El olivino se acumuló en suficiente cantidad para formar una capa de diabasa de olivino, de 4.5 m de espesor, a una altura comprendida entre 9 y 18 metros de la base del sill (fig. 5-3).

La elevación gravitacional de los minerales ligeros como el feldespato y la leucita en un líquido más denso, es también un factor importante para la producción de la variación observada entre las rocas ígneas. Este proceso ha sido sugerido, por ejemplo, para explicar la ocurrencia de la anortosita en los niveles superiores de algunos complejos gabroicos estratiformes, como el complejo ígneo de las montañas Wichita, de Oklahoma, y el complejo gabroico Duluth, de Minnesota. En sus estudios de diferenciación de las lavas basálticas, T. M. Broderick encontró una concentración de fenocristales de labradorita cerca de la parte superior de los derrames Keweenawanos, de Michigan. La abundancia de cristales de leucita entre los primeros productos de expulsión de algunas erupciones del Vesubio atestigua la flotación de ese mineral ligero. Trommsdorf ha encontrado magmas en los cuales el hundimiento y la elevación de cristales ocasionó un acomodamiento como de co-

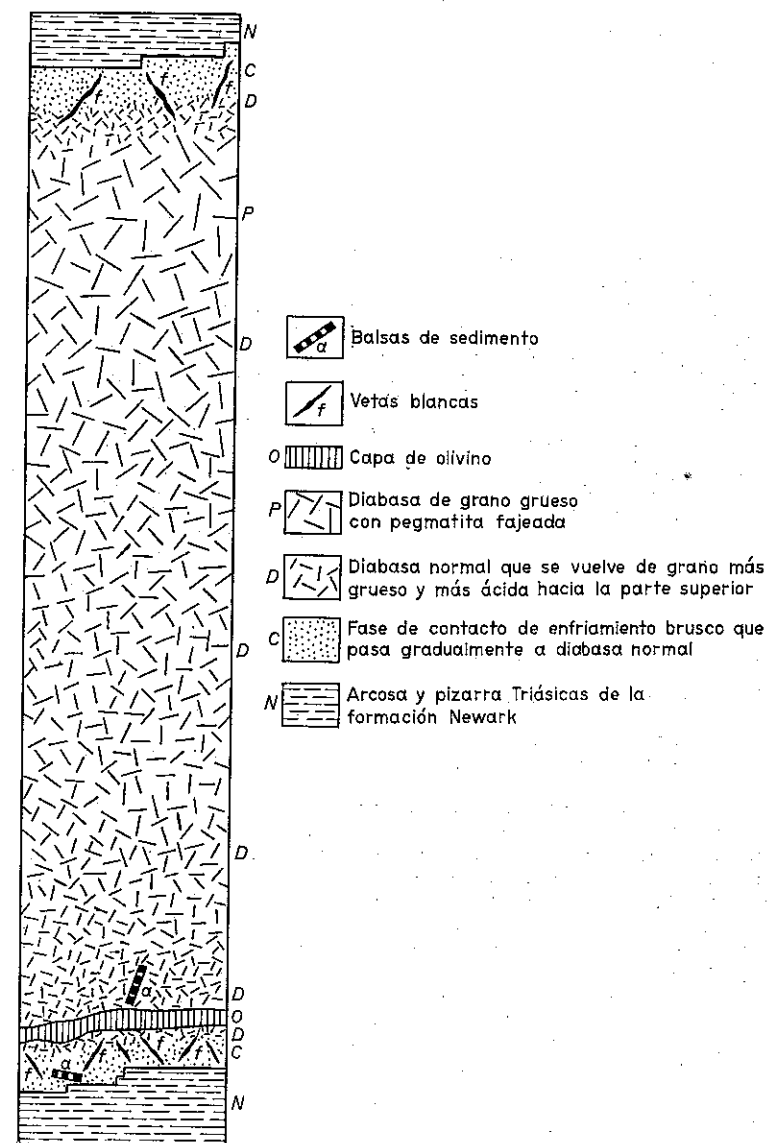


FIG. 5-3. Sección esquemática vertical del sill de Palisades, Nueva Jersey. (Según F. Walker, Bull. Geol. Soc. Am., 1940.)

riente de los cristales de la pasta en su estela (fig. 5-4). Aunque no puede haber duda alguna sobre el hundimiento de los cristales en un magma, al presente existe desacuerdo sobre el grado en el cual se elevan los minerales ligeros a la posición que guardan en un derrame o

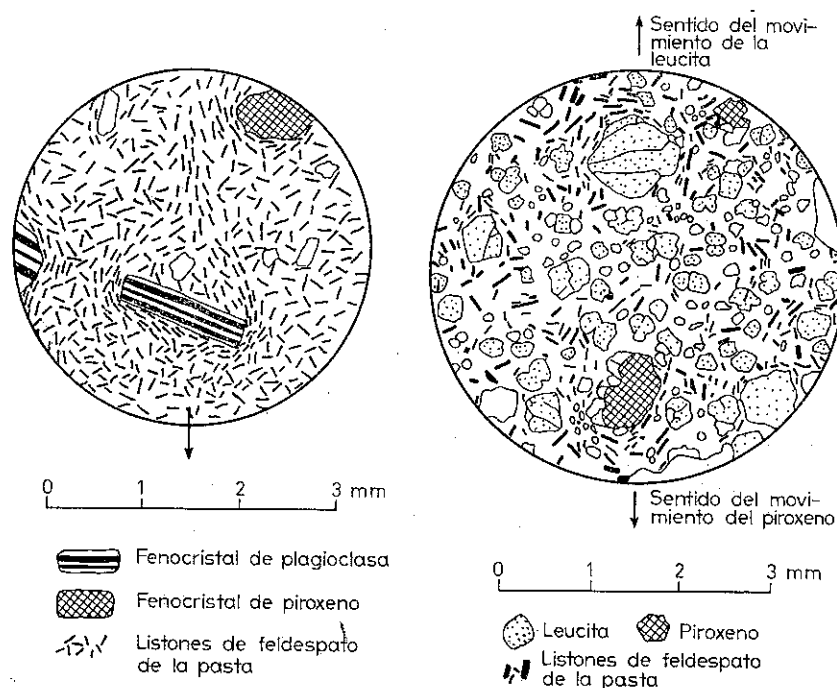


FIG. 5-4. *Izquierda:* Disposición de las corrientes de los pequeños cristales de feldespato de la pasta, en la estela que los fenocristales grandes de plagioclasa dejan al hundirse. Los pequeños listones se agrupan bajo el cristal que se va asentando, y forman corriente alrededor de sus extremidades para acomodarse en una forma más o menos paralela dentro de la estela. En la parte superior derecha de la figura puede observarse un piroxeno que se hunde, y en la superior izquierda están visibles otros fenocristales de plagioclasa. *Derecha:* Sección delgada de una basanita de leucita del Vesubio, que muestra un cristal de piroxeno atrapado en su trayectoria descendente, después de ocasionar un apilamiento del feldespato delante de él y un acomodamiento del mismo a lo largo del cristal, y un cristal de leucita atrapado en su trayectoria ascendente después de ocasionar una concentración similar de listones de feldespato. (W. F. Trommsdorf, *Naturwissenschaften*, 1934.)

sill. Que algunos cristales se elevan, es seguro por los ejemplos que se acaban de citar, pero la opinión general parece favorecer la conclusión de que la elevación de los cristales no es tan importante como su hundimiento para la diferenciación gravitacional.

El magma basáltico contenido en un receptáculo puede volverse crudamente estratificado por el asentamiento y la flotación de los cris-

tales, de tal modo que la clase de lava que es descargada depende parcialmente del volumen expulsado y del nivel del receptáculo comunicado por el conducto volcánico. Por ejemplo, la región central del Pacífico se caracteriza por un gran número de islas volcánicas que se elevan desde las profundidades de la cuenca oceánica. El basalto de olivino, que constituye con mucho la mayor parte de estas islas, es con-

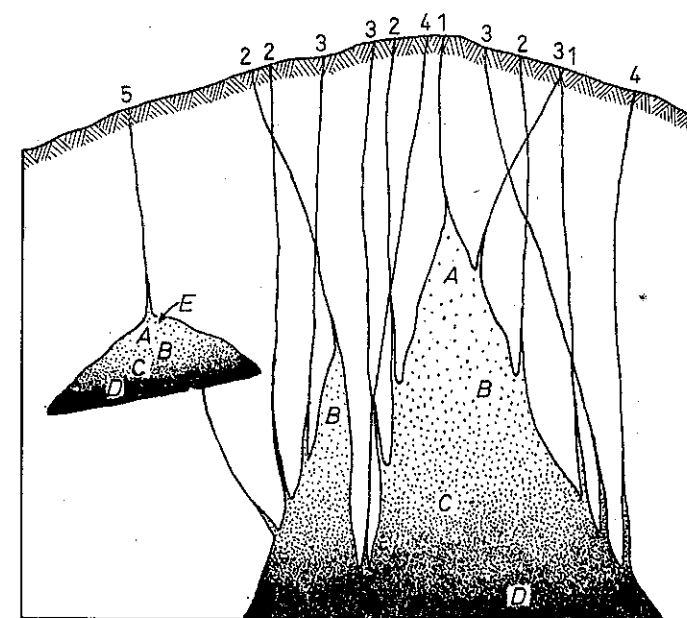


FIG. 5-5. Diagrama hipotético que ilustra una manera posible de la ocurrencia casi simultánea de la erupción de lavas de composición diferente de una misma cámara de magma. A—andesita, B—basalto, C—basalto de olivino, D—basalto de picrita, E—traquita. (Según G. A. MacDonald, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1949.)

siderado como el magma madre del cual han provenido todas las demás rocas del Pacífico central. La diferenciación de las lavas del Pacífico se explica fácilmente por el asentamiento y la flotación de los cristales en el magma líquido. En la figura 5-5 se representa un diagrama hipotético que muestra el resultado observado.

La formación de *corrientes de gas* es otro proceso que conduce a la diferenciación. Este mecanismo supone la presencia de una fase gaseosa. Si se establece una corriente ascendente de burbujas de gas, es concebible que dichas burbujas puedan adherirse a los cristales y hacerlos flotar hacia arriba, o bien que puedan originar la elevación de los líquidos intersticiales. Si la cristalización está bastante avanzada, como frecuente-

mente debe ocurrir cuando comienza la ebullición, el gas ascendente puede empujar al líquido residual hacia arriba, a través de la malla de cristales. J. S. Shand ha sugerido este mecanismo en la explicación de la erupción explosiva de la traquita diferenciada de la lava de basalto de olivino de Mauricius, en Africa.

Otro proceso más es la *autointrusión*, por medio de la cual, los últimos líquidos residuales de una masa cristalizada son expulsados por presión hacia afuera, para formar un cuerpo separado de una fracción diferenciada dentro de la cámara del magma, o para emigrar hacia el interior de las grietas que cortan la roca encajonante. Uno de los muchos ejemplos atribuidos a este proceso es un cuerpo de sienita definido irregularmente, de 18 m de grueso, formado en un sill máfico diferenciado que se encuentra en las islas Shiant, en Escocia.

ASIMILACIÓN

La *asimilación* es otro factor que lleva a la diversidad en las rocas ígneas. La reacción entre el magma y la roca encajonante es un fenómeno acompañante normal a la intrusión ígnea. En el curso de esta reacción, el magma se contamina por la incorporación del material originalmente presente en la roca encajonante. Este amplio proceso de modificación es descrito por los petrólogos como asimilación. En general, es un proceso complejo de reacción recíproca entre el magma y la roca invadida. Ciertos minerales de la roca encajonante pueden fundirse parcial o totalmente, y de este modo incorporarse a la fracción líquida del magma. Otros son cambiados por un proceso de reacción, es decir, por intercambio iónico entre líquido y cristales, a aquellas fases cristalinas con las cuales ya estaba saturado el líquido. El producto final es una roca ígnea contaminada que en ningún momento fue totalmente líquida, y que está constituida por material aportado parcialmente por el magma original y parcialmente por la roca encajonante. En cualquier caso, el magma está contaminado, y las rocas que tuvieron su origen en él son naturalmente de origen híbrido. Tales rocas híbridas son particularmente comunes a lo largo de los bordes comprendidos entre rocas intrusivas e invadidas. Algunas dioritas, por ejemplo, se originaron de este modo, por reacción de un magma granítico con rocas encajonantes de gabro. Así, en el monte Ascutney, en Vermont, un tronco de gabro pasa gradualmente a diorita de hornblenda-biotita, y en el complejo de Cortland, de Nueva York, la diorita de hornblenda se forma como facies marginales entre el gabro y el esquistos circundante.

¿Cuáles son las consideraciones petrológicas en que se basa la reacción entre el magma y la roca encajonante? Supóngase que un magma

de composición granítica ha comenzado a cristalizar, que los cristales de hornblenda y oligoclasa se están separando ya del líquido, y que las rocas encajonantes son gabros compuestos esencialmente de labradorita y augita. La labradorita es un miembro de cristalización anterior a la de la oligoclasa en la serie de reacciones continua, y la augita es un miembro de cristalización anterior a la de la hornblenda en la serie discontinua, como se indica en la figura 5-2. El magma no puede disolver ni a la augita ni a la labradorita; lo que ocurre, en cambio, es una reacción compleja por medio de la cual son transformados los minerales de las paredes de gabro en hornblenda y oligoclasa, minerales que están en equilibrio con el líquido a esa temperatura en particular. Si un magma más caliente, del cual se esté cristalizando olivino magnesiano, se pone en contacto con rocas encajonantes que de nuevo contengan cristales de un miembro de cristalización posterior de una serie de reacciones discontinua, como la augita, dicho miembro es disuelto por el magma. Para proveer el calor necesario para la reacción y la fusión, se precipita del líquido una cantidad equivalente de olivino. Por la consideración del principio de reacción de Bowen, es evidente que la clase de asimilación que tiene lugar dependerá entonces de cuáles minerales formen las rocas encajonantes y cuáles estén cristalizando del magma intrusivo.

Como ilustración del principio de reacción de Bowen y de la asimilación de las rocas encajonantes que frecuentemente interviene en la evolución de un magma, no puede mencionarse mejor ejemplo que el de la serie de magma de White Mountain. Siguiendo la orogenia acadiana (devoniana), la serie de magma se emplazó por intrusión en las rocas sedimentarias del Paleozoico Inferior y en las rocas volcánicas de las áreas norte y central de Nueva Inglaterra. Las variaciones de composición que exhiben los minerales de las diversas fases de la serie, son de gran interés. Los feldespatos siguen la tendencia esperada en la cual los feldespatos cálcicos caracterizan a las fases más tempranas y más máficas, y los feldespatos alcalinos a las más tardías, rocas más silíceas. En los minerales máficos, biotita, anfíbol, piroxeno y olivino, la relación hierro-magnesio muestra un aumento pronunciado y uniforme hacia el extremo más joven y más silíceo de la serie, y debe relacionarse con los menores puntos de fusión de los silicatos ferrosos en relación con sus contrapartes magnesianos. El cuarzo no adquiere importancia hasta la etapa de la cuarzosienita de la secuencia intrusiva.

La variación de composición de los feldespatos y los minerales máficos indica marcadamente un origen por diferenciación magmática. Las rocas encajonantes arrancadas por el magma invasor, equivalentes en volumen a todos los intrusivos de White Mountain, deben haberse hun-

dido finalmente hasta una profundidad en la que fue posible su incorporación al magma. R. W. Chapman y C. R. Williams han llegado a la conclusión de que la evolución de la serie de magma de White Mountain a partir de un magma basáltico, fue regulada por cristaliza-

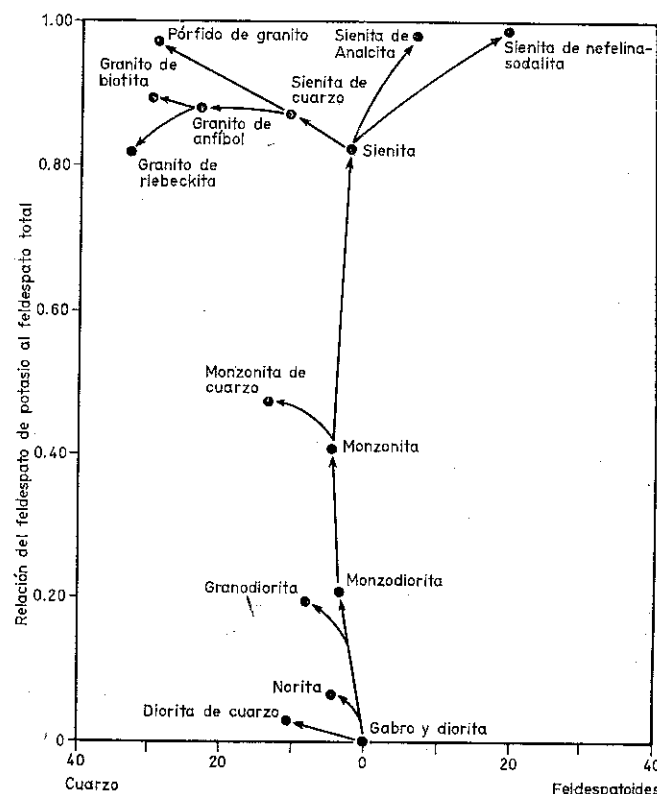


FIG. 5-6. Diagrama mostrando la evolución de la serie de magma de White Mountain, del área norte-central de Nueva Inglaterra. (Según M. P. Billings y N. B. Keevil, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1946.)

ción fraccionada, pero que la asimilación de las rocas silíceas más antiguas desempeñó un papel importante.

En la figura 5-6 se representa esquemáticamente la evolución de la serie de magma de White Mountain. La ordenada es la relación del feldespato de potasio al feldespato total. Sobre la abscisa aparece la cantidad de cuarzo hacia la izquierda de la línea media vertical, y la cantidad de feldespatoideos hacia la derecha. Cada punto representa un tipo de roca. En los dos tercios inferiores del diagrama, los puntos

están próximos a la línea media y el cuarzo está presente en una cantidad media inferior a 10 por ciento. Sólo en la parte superior del diagrama aparecen los puntos distribuidos en mayor extensión horizontal. Este hecho, aunado a otros datos disponibles sobre la serie, indica que desde el gabro hasta la etapa de la sienita, el magma en evolución se mantuvo cercano a la línea media, y que no se produjo una cantidad grande de cuarzo sino hasta después de que se hubo alcanzado la etapa de la sienita. En unos cuantos casos se formaron feldespatoides, piroxenos sódicos y anfíboles para dar rocas alcalinas. Las líneas con cabezas de flecha indican la evolución inferida.

MEZCLA DEL MAGMA

La mezcla del magma ya no se considera como el factor principal de la evolución magmática; sin embargo, esto no significa que no ocurra nunca dicha mezcla. Las rocas de composición poco común, en las que un gran número de fases de cristalización son magmáticamente incongruentes y representan un estado falto de equilibrio, bien pueden ser productos de la mezcla de dos magmas parcialmente cristalizados.

Las rocas volcánicas terciarias de la región de San Juan, en Colorado, forman una gran pila de alrededor de 160 kilómetros de diámetro y 1,500 m de espesor. La pila volcánica no se acumuló rápidamente; largos intervalos de erosión separaron a varios derrames de lava. Hay una amplia gama de variedades de roca. Las riolitas, las andesitas, las latitas y las andesitas de latita son especialmente comunes. Muchas secuencias comienzan con la riolita y la riodacita, pero no hay un orden definido de erupción. Entre muchos minerales existen relaciones de desequilibrio sorprendentes. Los cristales de feldespato con estructura de zonas difieren en hábito y clase de estructura zonal dentro de la misma roca; algunos tienen núcleos sódicos. Otras rocas de la misma composición química tienen fenocristales de naturaleza enteramente diferente. La labradorita ocurre en las rocas de pasta muy silícea. Rasgos semejantes de desequilibrio caracterizan a muchos minerales máficos. La hornblenda y la biotita muestran casi invariablemente una marcada reabsorción, la cual conduce a la formación de augita, hiperstena y magnetita. A medida que progresó más la reabsorción, el piroxeno se volvió más abundante. En casi todas las rocas, aun en la andesita de piroxeno, la mayor parte del piroxeno se formó por la reabsorción de la hornblenda o de la hornblenda y la biotita. La evidencia de la mezcla de magmas y de la contaminación por material extraño es tan convincente que Larsen y sus colaboradores suponen que debe haber habido una mezcla completa de masas de magma muy grandes.

Huang describe otro ejemplo de la mezcla de dos magmas (granítico y gabroico) en el complejo ígneo de las montañas Wichita, en Oklahoma, de Edad Precámbrica. Aquí, las rocas ígneas comprenden un complejo estratiforme en el cual las intrusiones de granofiro cruzan y se sobrepone a la anortosita y al gabro. La "roca intermedia", compuesta de leucogranogabro, granogabro, granodiorita, leucosienita y sienogabro, aflora a lo largo de las áreas de contacto generales entre el gabro y el granofiro. En lugares ampliamente dispersos de la región se encuentran muchas manchas pequeñas de esta "roca intermedia". Las relaciones de contacto son complejas y variables. Cada peculiaridad está tan entrelazada con las demás, que difícilmente puede ser separada para su descripción. Aunque los fenómenos son de gran variedad, pueden considerarse todos como el resultado del ataque y de la penetración de las rocas gabroicas por una masa granofírica fundida. Todos están íntimamente asociados, y sus efectos se confunden con frecuencia, pero el resultado obvio puede distinguirse.

Primero es el ataque y la penetración de las rocas gabroicas por un grupo de vetillas distintas, pero ramificadas y de carácter cuarzo-feldespático, cuyo ancho varía de 7 centímetros hacia abajo, hasta el de simples costuras invisibles. Guardan un parecido muy estrecho en muchos aspectos con las masas entrelazadas (stockwork) reticuladas de los depósitos minerales: las masas pequeñas de gabro aparecen intersectadas por muchas vetillas, en ciertos lugares casi paralelas, cruzándose en las demás partes y entrelazándose en todas direcciones. Los materiales graníticos han obrado a lo largo de grietas, juntas y bloques.

En una etapa subsecuente de penetración, los diques graníticos principales y las vetillas se dividen finalmente en hilos de roca gabroica de las formas más intrincadas. Algunas vetillas graníticas son casi puras; en las demás partes, los productos de desintegración de la roca gabroica las contaminan seriamente. En varios lugares, las vetillas se vuelven oscuras a causa de los fragmentos de gabro que se encuentran distribuidos en ellos. Los cristales separados de feldespato cálcico y piroxeno se presentan asociados con minerales magmáticamente incongruentes, como el cuarzo y el feldespato alcalino. Finalmente se intercala entre el gabro y el granofiro una pequeña masa de rocas mezcladas que contiene muchas vetillas y diques ramificados. Una matriz uniforme de color gris claro, de roca gabroica modificada, encierra comúnmente "islas" grandes y pequeñas de roca menos alterada. Esto puede considerarse como un segundo resultado de la intrusión de la masa fundida de granofiro.

Un tercer resultado es la aparición de material granítico en los intersticios más diminutos de las masas de rocas gabroicas. En muchos lugares ocurren en las rocas mezcladas, enjambres de vetillas y diques

de pegmatita portadora de riebeckita, hasta de 1.80 m de anchura. La formación de estos caracteres, junto con el desarrollo del entrecrecimiento micrográfico, se considera análoga a la de la pegmatización en escala grande.

En la anortosita y en el gabro bandeados, el granofiro envía pequeños hilillos y protuberancias irregulares a lo largo de las fajas. La gran alteración de las rocas bandeadas se atribuye a su estructura original, la cual es especialmente favorable para la impregnación por disoluciones graníticas. En muchos lugares, los productos resultantes son rocas alteradas de apariencia uniforme; en otros, la acción irregular ha dejado nódulos de rocas gabroicas casi inalteradas, de manchas espectrales menos contaminadas que sus alrededores. En otros aún, la contaminación ha ido tan lejos que ciertas masas más bien grandes de roca, se han vuelto más graníticas que gabroicas. Las rocas claramente intermedias por su composición, entre el gabro y el granito, se consideran como representantes de un entremezclamiento uniforme de gabro y granofiro, acompañado de granitización e hibridización parciales.

Por los ejemplos de San Juan y de las montañas Wichita, parece probable que la función principal de la mezcla magmática en la evolución de una serie de magma, es remezclar magmas de origen común que ya han alcanzado identidades separadas como resultado de la diferenciación.

En resumen, son dignos de atención los puntos siguientes relativos a la evolución magmática:

1. Bowen cree que la mayor parte de los granitos se han producido a través del tiempo geológico por diferenciación de un magma basáltico, modificado un poco, en parte, en su trayecto desde la profundidad. La función del material sedimentario como fuente primaria de la mayoría del magma granítico recibe en la actualidad mucho mayor énfasis que el que implica la hipótesis de Bowen. Las areniscas (graywacka, arcosa) forman una gran parte de los sedimentos geosinclinales. Con fusión adicional creciente, producirían sucesivamente un granito verdadero y luego un magma granodiorítico. Este último, al reaccionar con los basaltos, daría origen a un magma tonalítico. La fusión parcial de los minerales arcillosos ílticos ha sido demostrada experimentalmente por H. G. F. Winkler, quien, a partir de tal fusión, ha obtenido un magma leucogranítico excepcionalmente rico en potasio.

2. La hipótesis de que la parte más baja del sial contiene algo de material granítico primordial diferenciado de un magma basáltico, es razonable, especialmente para las etapas tempranas de la historia geológica. La fusión de tal granito primordial produciría magma de granito directamente. Puede formarse un magma andesítico por la fusión

parcial de un substrato gabroico o esencialmente por la incorporación de arenisca en el magma basáltico.

3. El magma basáltico primario puede dar origen a basalto o a gabro, directamente por consolidación; a magma diorítico-andesítico por asimilación de material siálico o por mezcla de un magma máfico y silíceo; y a rocas ultramáficas, anortosíticas, monzoníticas, granofíricas, y otros tipos de rocas subordinadas afines por diferenciación.

4. Un magma granítico primario puede dar origen a granito directamente, por consolidación; a diorita secundaria por incorporación de roca máfica; a otros magmas tonalíticos y dioríticos intermedios por incorporación de una arenisca, como la grauwacka, y a un magma basáltico de formación más temprana. El magma tonalítico puede producir a su vez granodiorita, monzonita de cuarzo y un nuevo magma de granito por diferenciación.

5. El orden común, es decir, gabro, diorita, tonalita, granodiorita, monzonita de cuarzo, y granito, en la mayoría de los plutones compuestos, es uno tal que está acorde con el orden que teóricamente era de esperarse como resultado de la diferenciación magmática o alternativamente por disminución de la temperatura. Buddington sugiere que la elevación temprana del magma basáltico produce directamente plutones de gabro, láminas de diabasa y lavas basálticas; el magma basáltico con incorporación de sial, conduce a lavas andesíticas y plutones de diorita secundarios. Los efectos subsidiarios del desarrollo y la elevación del magma basáltico y sus derivados, son la acentuación de la elevación de los gradientes geotérmicos y de la fluidez en la parte más baja del sial. A medida que se elevan las geotermas a lo largo de la altura del sial, los fluidos graníticos intersticiales de bajo punto de fusión y de formación temprana trabajan hacia arriba, reaccionan en parte con la roca regional y dan origen a una columna domal diferenciada cuya composición varía, hacia arriba, desde la de las rocas gabroicas en la base, pasando por las composiciones tonalítica y granodiorítica, hasta la del granito en su parte superior.

ETAPAS DE LA CONSOLIDACION MAGMATICA

Ya han sido descritos en el Capítulo 2 los minerales importantes formadores de rocas. Aproximadamente la mitad de ellos pueden cristalizar a partir de masas fundidas relativamente secas, porque se desarrollan a temperatura elevada en masas fundidas que contienen sólo una pequeña proporción de sustancias volátiles (hiperfusibles o fugitivas). A tales minerales se les llama *pirogenéticos* (formados por el fuego). Su formación conduce al enriquecimiento relativo del líquido

residual en sustancias volátiles y, por tanto, a la formación posterior de minerales portadores de oxhidrilos, a los cuales se les llama *hidatogenéticos* (formados al agua). Los miembros principales de los dos grupos son:

Pirogenéticos	Hidatogenéticos
Toda la plagioclasa rica en cal	Cuarzo
Todos los piroxenos, excepto la egirina	Ortoclasa, microclina
Olivino	Toda la plagioclasa rica en sosa
Nefelina	Todos los anfíboles
Leucita	Todas las micas
Melilita	La mayoría de los granates
Tridimita	Turmalina
Magnetita	Egirina
Ilmenita	Sodalita, cancrinita
Pirita	Analcima

El hecho de que se formen minerales pirogenéticos o hidatogenéticos por la cristalización de un magma en particular debe depender, hasta cierto grado, de la concentración de sustancias volátiles en ese magma. Si se verifica la consolidación en condiciones tales que queden retenidos todos los volátiles, los primeros minerales que se forman a partir del magma son generalmente hidatogenéticos. Si, en cambio, se verifica la consolidación con rápida pérdida de sustancias volátiles, como sucede en un derrame de lava superficial, se efectuará principalmente la cristalización de los minerales pirogenéticos.

No puede establecerse una separación clara entre las etapas sucesivas de la consolidación magmática. En general, a la primera etapa se le llama la *etapa ortomagmática*. Durante esta etapa se forman minerales pirogenéticos y algunos minerales portadores de oxhidrilos con un cierto contenido de agua. Subsecuentemente, a temperaturas de 600 a 800° C., debe aumentar la concentración del agua en el líquido a medida que avanza la cristalización, y coexisten las fases de líquido cristalino (masa fundida de silicato) y gaseosa (acuosa). En este momento, el magma entra en la *etapa pegmatítica*. Aún más tarde viene la *etapa neumatolítica*, cuando las temperaturas son de unos 400 a 600° C., y cuando existe un equilibrio entre los cristales y los gases. A medida que continúa descendiendo la temperatura, la hidrólisis se vuelve más y más abundante en el líquido residual. Finalmente viene la *etapa hidrotermal*, a temperaturas aproximadas de 100 a 400° C., durante la

cual se mantiene el equilibrio entre el material cristalino, las disoluciones acuosas y el gas acuoso.

Es claro que no puede haber una distinción marcada entre dos cualesquiera de las etapas de la consolidación magmática, y no es necesario que una roca pase, durante su enfriamiento, por todas las cuatro etapas. Muchas rocas han completado su cristalización enteramente dentro de la etapa ortomagmática. Otras rocas pueden haber comenzado o terminado su cristalización en la etapa pegmatítica, y sólo en casos especiales ha podido observarse la conservación de un registro de las etapas neumatólica e hidrotermal.

Durante las etapas finales de la consolidación magmática, los líquidos residuales ricos en sustancias volátiles pueden provocar alteraciones generalizadas, de modo que los minerales preexistentes son atacados en grado variable y atravesados por vetillas y reemplazados por nuevos minerales, como clorita, sericita, serpentina, zeolita, caolín y otros minerales arcillosos, etc. La mayoría de estos productos son hidratados y tienden a formar agregados fibrosos, amorfos o escamosos. A tales alteraciones se les llama *deutéricas*. Es obvio que las alteraciones deutéricas comprenden la albitización, la cloritización, la zeolitización, la uralitización, la escapolitización, etc., y el desarrollo de entrecrecimientos cuarzofeldespáticos tales como la micropegmatita. Comúnmente, sin embargo, son difíciles o imposibles de distinguir estas alteraciones de las de naturaleza metasomática acarreadas en rocas ya solidificadas por la introducción de disoluciones de fuentes extrañas.

CRISTALIZACION EN LAS MASAS FUNDIDAS DE SILICATOS

Muchos de los adelantos más importantes hechos en la petrología durante el último medio siglo, son el resultado de investigaciones de laboratorio efectuadas sobre las relaciones de fases en diversos sistemas de silicatos en condiciones controladas. En esta sección se tratará de las observaciones experimentales relacionadas con los sistemas petrologicamente significativos. Se espera que esto pueda servir como introducción a la importancia de la físico-química en la petrología.

EL SISTEMA PIROXENO-PLAGIOCLASA¹

La composición de este sistema es razonablemente próxima a la de los basaltos o gabros. El sistema ilustra la cristalización de una serie

¹ Para una descripción más amplia de este sistema y de los demás de esta sección, véanse las obras de G. W. Tyrrell, páginas 61-78; N. L. Bowen, páginas 23-53, 1928, y F. J. Turner y J. Verhoogen, páginas 89-143, 1960.

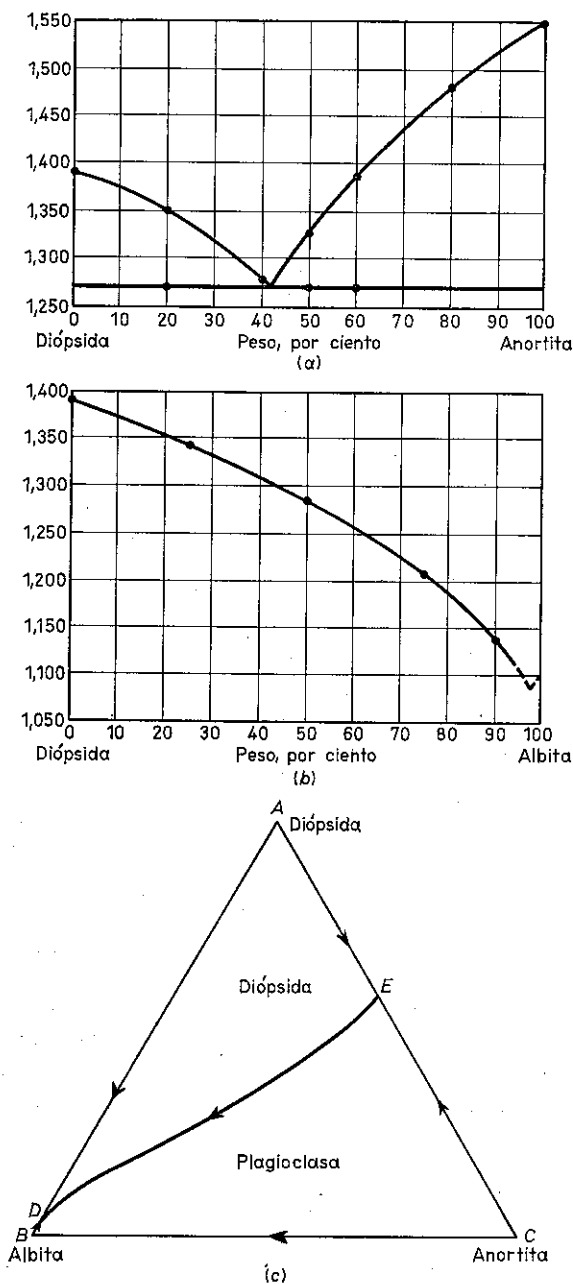


FIG. 5-7. Diagrama de equilibrio del sistema diópsida-plagioclasa (anortita-albita): (a) el sistema diópsida-anortita; (b) el sistema diópsida-albita, y (c) diagrama de campo del sistema Di-An-Ab. Las flechas indican las direcciones y sentidos de la disminución de temperatura. (Según N. L. Bowen, *Am. J. Sci.*, 1915.)

isomorfa a partir de masas fundidas en un sistema de tres componentes: diópsida (Di), anortita (An) y albita (Ab). La serie isomorfa, o sea, el sistema albita-anortita, ya ha sido explicada; el sistema diópsida-anortita es una simple mezcla eutéctica, con un punto eutéctico en la composición de $Di_{58}An_{42}$ a $1,274^{\circ}$ C. (fig. 5-7a); el sistema diópsida-

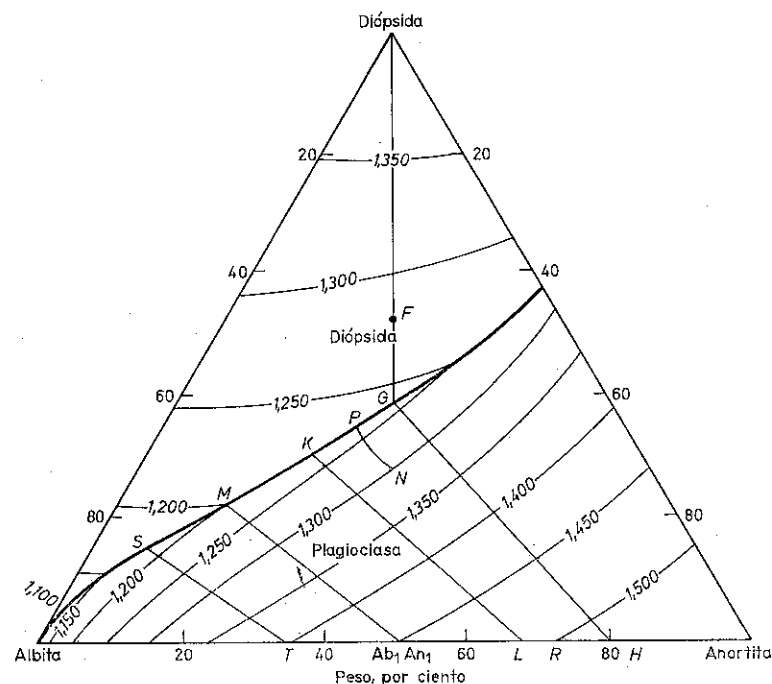


FIG. 5-8. El sistema albita-anortita-diópsida. (Según N. L. Bowen, *Am. J. Sci.*, 1915.)

albita es también una eutéctica simple, pero la solubilidad de la diópsida en la albita es sólo de aproximadamente 3 por ciento, y la temperatura eutéctica, en este caso, se encuentra nada más unos cuantos grados debajo del punto de fusión de la albita pura a $1,085^{\circ}$ C. (fig. 5-7b). Como hay una disolución sólida completa entre An-Ab, el diagrama ternario (fig. 5-7c) de este sistema está dividido en un campo de plagioclasa y un campo de diópsida. La línea que divide a estos campos descendiendo desde $1,274$ hasta aproximadamente $1,085^{\circ}$ C. une los puntos eutécticos en los sistemas Di-An y Di-Ab. La curva limitrofe se le conoce como *curva de reacción* o *línea cotéctica*.

Desde un punto cualquiera en el campo de la diópsida, ésta cristalizará de modo tal que la composición del líquido se mueva en la direc-

ción de la curva de reacción; entonces se le unirá una plagioclasa. A medida que continúa descendiendo la temperatura, la diópsida y la plagioclasa cristalizan juntas. La composición de la masa fundida sigue a la curva de reacción hacia la mezcla eutéctica albita-diópsida, y los cristales de plagioclasa cambiarán constantemente de composición para permanecer en equilibrio con el líquido. La solidificación será completa cuando la composición de la plagioclasa sea la misma que la proporción de An-Ab que había en la mezcla original. El curso de la cristalización para cualquier punto del campo de la plagioclasa es semejante al de cualquier punto del campo de la diópsida, excepto que la plagioclasa es la primera fase en cristalizar.

Como ejemplo de una descripción un poco más detallada del curso de la cristalización en este sistema, sigamos la cristalización de un magma con composición *F* a una temperatura de $1,275^{\circ}$ C. (fig. 5-8). En este punto, el magma consta de 50 por ciento de diópsida, 25 por ciento de albita y 25 por ciento de anortita. Como este punto cae en el campo de la diópsida, ésta comienza a cristalizar a $1,275^{\circ}$ C. Con la separación de la diópsida se enriquece el líquido en plagioclasa (o albita a anortita) y *F* se moverá hacia abajo sobre la línea, hasta que alcance la curva de reacción de la plagioclasa en *G*. En este punto con temperatura de $1,235^{\circ}$ C., la composición del magma consiste en 17 por ciento de cristales de diópsida y 83 por ciento de líquido. Los cristales de plagioclasa separados en este punto tienen aproximadamente la composición de Ab_1An_4 , representada por el punto *H*. La separación de ambas, diópsida y plagioclasa rica en anortita, del líquido, origina un cambio de composición indicado por el movimiento del curso de la cristalización a lo largo de la curva de reacción a *P*, *K* y *M*, sucesivamente, enriqueciéndose el líquido en la componente albita. Si el enfriamiento es suficientemente lento para permitir el ajuste continuo y completo del equilibrio, en *P*, la plagioclasa de composición *R* se separa, y todas las plagioclasas de formación temprana habrán sido cambiadas a esta composición. De modo semejante, en *K* los cristales de plagioclasa de nueva formación y los de formación temprana tienen la composición representada por *L*. La última gota de líquido es utilizada en *M*, y la plagioclasa llega simultáneamente a la composición Ab_1An_1 . A diferencia de la diópsida, que es un mineral de composición invariable, al albita y la anortita forman mezclas isomorfas cuya composición varía continuamente durante la cristalización. El líquido restante cambia también de composición, y la gota final está muy enriquecida en el componente albita, como es señalado por la posición del punto *M* en el diagrama.

Es claro que el enfriamiento lento y el continuo ajuste del equilibrio entre los cristales y el líquido origina la separación de los cristales

de diópsida y plagioclasa, en las proporciones y de las composiciones demandadas por la composición dada del magma. Con enfriamiento muy rápido se obtiene el mismo producto final. La temperatura del líquido descende en una forma brusca, y la cristalización, cuando tiene lugar, ocurre rápidamente, dando 50 por ciento de diópsida y 50 por ciento de plagioclasa de composición Ab_1An_1 .

Con el mismo magma, un régimen de enfriamiento intermedio da resultados bastante diferentes. El equilibrio entre los cristales y el líquido no está ajustado perfectamente, y los cristales tempranamente formados de plagioclasa rica en anortita no se transmutan en cristales de una composición apropiada a las etapas magmáticas posteriores. A medida que el líquido cambia de composición con enriquecimiento en albita, la siguiente cosecha de plagioclasa crece simplemente en torno de los cristales de formación temprana, con una zona de la composición apropiada en cada etapa. De allí que se produzca la estructura de zonas que se reconoce frecuentemente en la plagioclasa. Como se separa del líquido más de la molécula de anortita, permanentemente, el líquido final tendría la composición S ; es decir, sería mucho más rico en albita que en el caso anterior. Por tanto, la formación de zonas origina una ampliación considerable de la gama de composición, tanto de los cristales de plagioclasa como del líquido.

Si el magma original es de composición N , representando 30 por ciento de diópsida, 35 por ciento de albita y 35 por ciento de anortita, la cristalización comienza a $1,302^\circ \text{C}$. Como el punto N está en el campo de la plagioclasa, comienza a cristalizar la plagioclasa de composición Ab_1An_4 . Por tanto, el líquido se enriquece en diópsida y albita, y el curso de la cristalización se mueve a lo largo de la curva $N-P$. En el punto P se separa la diópsida, y el feldespato tiene la composición de aproximadamente Ab_1An_3 indicada por R . Al avanzar el enfriamiento, la cristalización prosigue como en el caso anterior; la última gota del líquido se consume a $1,200^\circ \text{C}$., y el feldespato se transforma totalmente a Ab_1An_1 . La roca cristalizada consta ahora de 70 por ciento de plagioclasa de composición Ab_1An_1 y 30 por ciento de diópsida.

No se forma ningún punto eutéctico durante el curso de la cristalización a causa de la presencia de la mezcla amorfa de cristales de plagioclasa. Durante toda la cristalización hay un cambio continuo de composición y temperatura.

Como lo señala Bowen, si pudiera sacarse el último 10 por ciento de la masa fundida y dejar cristalizar separadamente, se obtendría una roca simple de albita-diópsida, con 3 por ciento de diópsida aproximadamente. Tal roca sería una sienita. La separación de la masa fundida en una etapa más temprana produciría una diorita formada por dióp-

sida y plagioclasa sódica. Se han hecho estas consideraciones para arrojar luz sobre el origen de la sienita y la diorita.

Otro punto de significación en la petrogenesis es que, una vez que se alcanza la curva de reacción, ya sea desde el campo de la diópsida o desde el de la plagioclasa, los líquidos residuales simultáneamente se enriquecen en albita y se empobrecen en diópsida a medida que progresa la cristalización. Esto concuerda con la observación común de que el contenido de piroxeno de las rocas ígneas tiende a disminuir cuando la plagioclasa asociada se vuelve crecientemente sódica.

Finalmente, el trabajo recientemente efectuado sobre el sistema diópsida-plagioclasa-agua indica que, con alta presión de vapor de agua en los alrededores de los 5,000 bars, la curva cotética de la plagioclasa-diópsida está situada tan próxima al lado de la plagioclasa en el diagrama, que es bastante posible la producción de un magma de la composición de la anortosita en condiciones apropiadas. Esto puede explicar la ocurrencia de una parte de la anortosita gabroica, del leucogabro o de la anortosita de los Adirondacks. Frecuentemente está presente la evidencia de la presencia del agua en el desarrollo de la alteración hidrotermal de un complejo gabroico, pero raras veces es tan extensa como para indicar una gran abundancia de agua.

EL SISTEMA FORSTERITA-SÍLICE

Muchas rocas gabroicas y basálticas contienen olivino además del piroxeno y la plagioclasa cálcica. Las condiciones de la formación del olivino fueron investigadas por Bowen y Anderson en el presente sistema (fig. 5-9). Entre la forsterita, Mg_2SiO_4 , y la sílice está la enstatita de fusión incongruente, $MgSiO_3$. A medida que avanza la cristalización de las masas fundidas intermedias entre el $MgSiO_3$ y el Mg_2SiO_4 , la forsterita se separa primero, y posteriormente, cuando el líquido ha llegado a R en la figura 5-9, reacciona con el líquido para dar la clinoenstatita (la forma monoclinica de la enstatita). En el crisol, el olivino reacciona vigorosamente con la sílice para formar la enstatita, por lo cual es claro que ni el olivino ni la sílice libre deben aparecer en el producto final. Las masas fundidas originalmente deficientes en sílice, producen finalmente forsterita y clinoenstatita. Las que tienen exceso de sílice cristalizan como una mezcla eutéctica de sílice-piroxeno.

La temprana separación copiosa de los cristales de olivino puede ocasionar que se asiente la porción del magma en el cual se formaron, quedando dicha porción con un exceso de sílice. Mientras más gruesa sea la capa del líquido en la cual se hundió el olivino, más olivino habrá que el que puede convertirse en enstatita. El resultado debe ser que

la porción más alta del cuerpo ígneo cristalice con un poco de sílice libre, mientras que la porción más baja contenga solamente olivino. Por tanto, este sistema es importante en la petrogénesis, puesto que ofrece prueba experimental en apoyo de la hipótesis de que es común encontrar, por paso gradual de la parte superior a la inferior, una diabasa de cuarzo a diabasa de olivino en los sills máficos, debido al asenta-

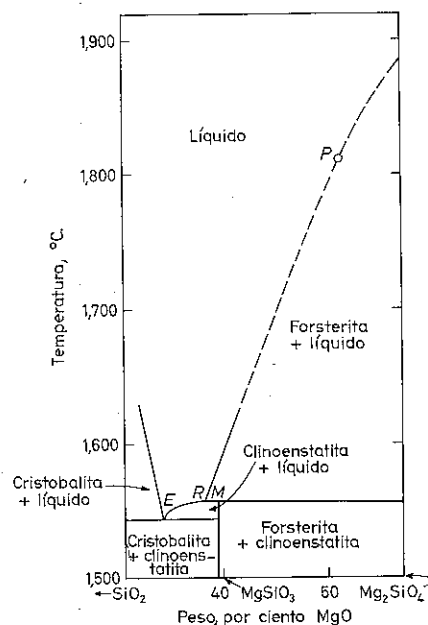


FIG. 5-9. Diagrama de equilibrio para el sistema forsterita-sílice. (Según N. L. Bowen y O. Anderson, de "The Evolution of the Igneous Rocks", Princeton, Nueva Jersey, 1928.)

miento gravitacional de los cristales de olivino en la primera etapa de la cristalización. Esta condición aparece plenamente demostrada en las grandes hojas de diabasa que forman las Palisadas del río Hudson, en Nueva Jersey.

EL SISTEMA $\text{KAlSiO}_4\text{-NaAlSiO}_4\text{-SiO}_2$

Dentro de este sistema, las composiciones son próximas a las de rocas ígneas tales como los granitos, las sienitas, las sienitas nefelina y las riolitas correspondientes, las traquitas y las fonolitas. En la cristalización fraccional del magma, el líquido residual final exhibirá una alta concentración de silicato alúmino-alkalino. Por tal razón, Bowen se re-

firió a este sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2$, como "sistema residual de la petrogenia".

En el diagrama de equilibrio (fig. 5-10), el grupo $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ divide al sistema en dos porciones. Las composiciones comprendidas entre este lindero y el vértice SiO_2 se aproximan a la granítica, mientras

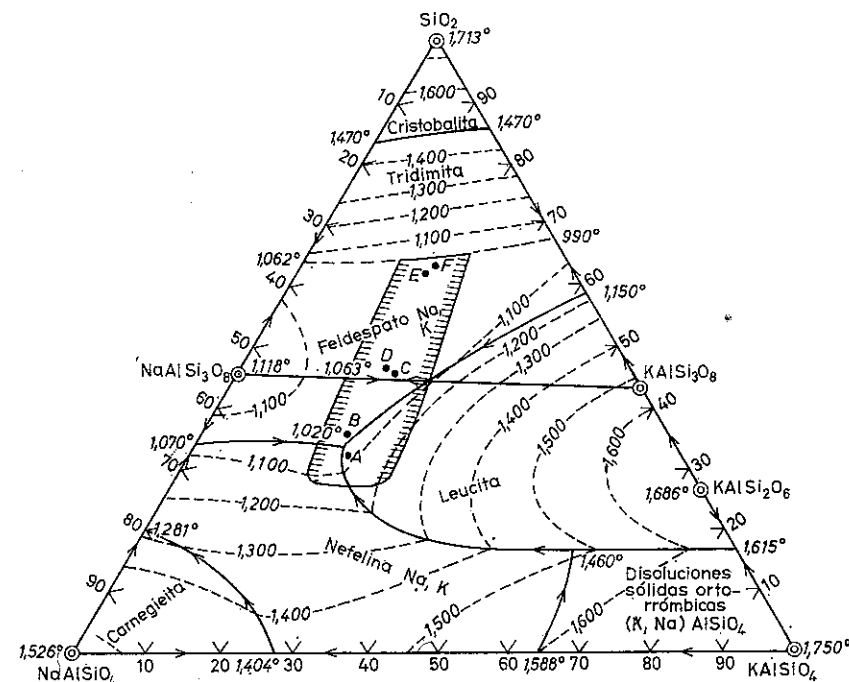


FIG. 5-10. Diagrama de equilibrio para el sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2$. Los puntos negros representan conjuntos de valores de la composición normativa (excepto la anortita) de los promedios de (A) 15 tinguaítas. (B) 25 fonolitas. (C) 32 sienitas alcalinas. (D) 19 traquitas alcalinas. (E) 546 granitos. (F) 102 riolitas. (Según N. L. Bowen, *Am. J. Sci.*, 1937, y J. F. Schairer, *J. Geol.*, 1950.)

que las situadas abajo de este lindero hasta la junta $\text{KAlSiO}_4\text{-NaAlSiO}_4$ se aproximan a la composición de los magmas alcalinos, los cuales cristalizan como feldespato alcalino, nefelina o leucita, para formar rocas feldespatoideas. El rasgo más significativo es la cubeta profunda, de baja temperatura, marcadamente definida, cuya situación está indicada por una área sombreada (dentro de la isoterma $1,100^\circ \text{C.}$) en la figura 5-10. La cristalización fraccional de cualquier magma dará por resultado un líquido residual cuya composición se halla en la cubeta o cercana a ella. En la figura 5-11a se presenta en forma gráfica el resultado

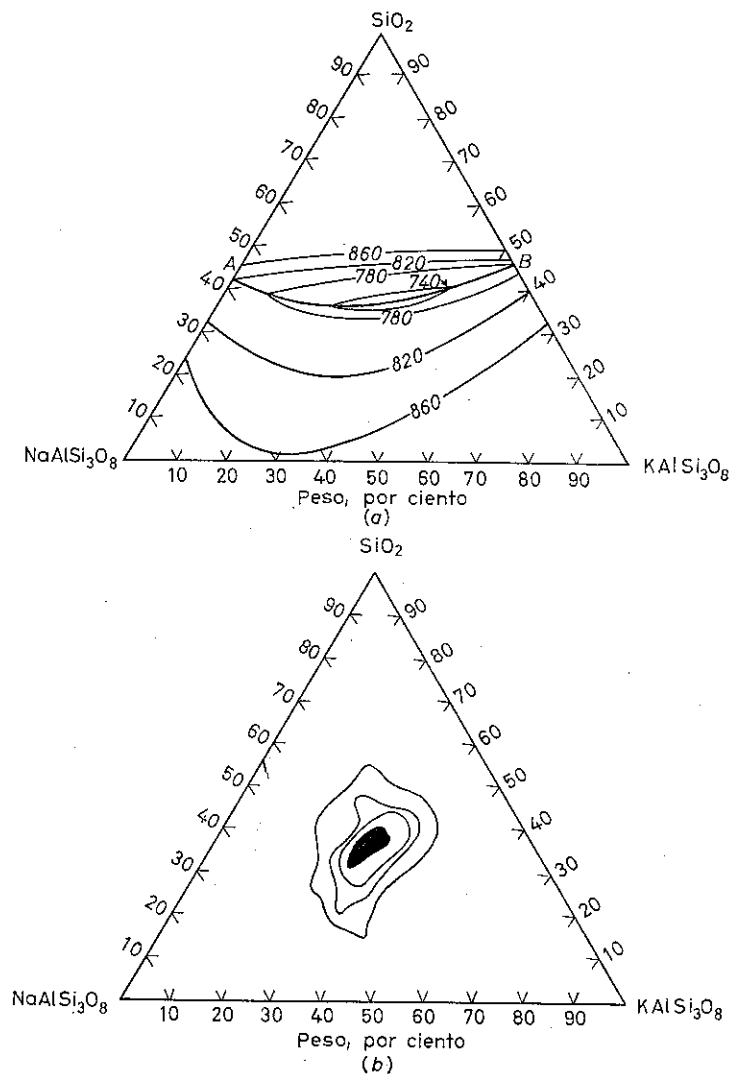


FIG. 5-11a y b. Composición del granito natural y su relación respecto a la región de bajo punto de fusión del sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 : (a) sistema bajo 1,000 Kg por cm cuadrado de presión de vapor de agua. A-B es la curva de reacción que separa el campo del cuarzo del feldespato; (b) diagrama de frecuencia-distribución con torneado, de la composición normativa, de más de 500 granitos analizados, con un contenido de 80 por ciento, o más, de los componentes (más de 90 por ciento de estos análisis caen dentro del área negra). (Figura 5-11a. Tomada del Ann. Rept. Geophys. Lab., 1951-1952.) (Figura 5-11b. Ligeramente simplificada de Origin of Granite in Light of Experimental Studies, por O. F. Tuttle y N. L. Bowen, Geol. Soc. Am. Mem. 74, 1958.)

del ensayo. Los trazos de la porción sílica de los granitos, sienitas, traquitas, fonolitas, etc., están dentro de la cubeta, alrededor de la parte media de AB.

Cuando se calcula la composición normativa de los granitos analizados en función de SiO_2 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ y KAlSi_3O_8 , y estos puntos se transportan sobre un diagrama de composición, la frecuencia refleja claramente la posición de esta cubeta de baja temperatura (fig. 5-11b). Esta observación comprueba la teoría de la formación de estos granitos por un proceso de cristalización fraccional, indicando que los granitos son de origen magmático.

Las relaciones entre las fases líquida y cristalina de este sistema (fig. 5-10) son complicadas por la presencia de dos series de disolución sólida; a saber, la serie del feldespato alcalino $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ y la serie de la nefelina $(\text{Na},\text{K})\text{AlSiO}_4$. La primera es complicada aún más por la fusión incongruente de los miembros potásicos con separación de leucita; la última es afectada por una sustitución isomórfica limitada; como las nefelinas naturales no son NaAlSiO_4 pura, se expresan en función de $(\text{K},\text{Na})\text{AlSiO}_4$ y $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

En el sistema ternario están comprendidos los sistemas binarios: nefelina-sílice, leucita-sílice, nefelina-leucita, así como también el sistema de los feldespatos alcalinos. El origen de las rocas alcalinas, como fue señalado por Bowen, está basado en la fusión incongruente del feldespato potásico arriba de $1,130^\circ\text{C}$. en leucita y sílice. Esto solamente es posible si el líquido contiene menos de 53 por ciento de albíta. Bowen supone que, de un líquido de tal composición, la leucita puede cristalizar a altas temperaturas, y que los cristales de leucita pueden acumularse agrupados a causa de su baja densidad. A medida que continúe descendiendo la temperatura, la leucita reaccionará con el líquido residual y formará pseudoleucita, la cual es una nefelina finamente cristalina y ortoclasa pseudomorfa después de leucita. Apoyo a la sugestión de Bowen se ha encontrado en las montañas Highwood, de Montana, por existir en ellas ciertas rocas que contienen distintas pseudoleucitas.

DIAGRAMAS DE VARIACION

Muchas de las características de un grupo de rocas genéticamente relacionadas son exhibidas plenamente por gráficas adecuadas o *diagramas de variación*. En el diagrama se transportan como ordenadas los porcentajes en peso de los óxidos, y como abscisas los valores de la sílice. Uniendo los puntos correspondientes a cada óxido en una serie de análisis, se obtiene una curva que muestra gráficamente la variación de cada mineral constitutivo con respecto a la sílice.

La figura 5-12 enseña un diagrama de variación típico para la serie promedio de Daly, basalto-andesita-dacita-riolita. En general, las rocas del lado izquierdo del diagrama se consideran como magma madre, y las rocas con más alto contenido de sílice se presume ser provenientes del magma madre y corresponder al líquido separado en las etapas sucesivas de la diferenciación magmática. Bowen cree que las curvas de

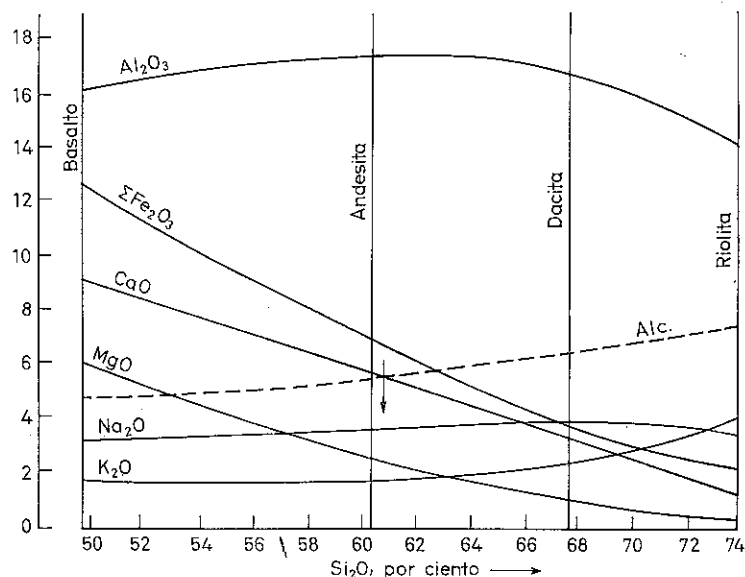


FIG. 5-12. Diagrama de variación para el sistema promedio de Daly, basalto-andesita-dacita-riolita. Los diferentes óxidos están transportados como ordenadas, contra los valores de la sílice como abscisas. (Adaptado de Barth, "Theoretical Petrology", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1951.)

descenso del líquido son una fuerte indicación de que la diferenciación de los magmas es esencialmente un proceso de cristalización fraccionada, por el cual cambian los líquidos de composición en respuesta a la separación continua de cristales de un magma en enfriamiento.

Larsen propuso en 1938 otro tipo de diagrama de variación, el cual no depende totalmente de la variación de la sílice, y sugirió que el valor del contenido de cada óxido sea transportado contra la suma de $\frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$. La figura 5-13 presenta las curvas modificadas para una variación uniforme, para dos series calco-alcalinas (véase la pág. 231) de las montañas de San Juan, Colorado, y de la región Modoc, de California, respectivamente, y para una serie alcalina de los Leucite Hills, en Wyoming. El principio de los diagrama-

mas de Larsen está basado en el hecho de que en las series de rocas cuya composición varía desde la del basalto hasta la de las rocas más silíceas y alcalinas, los cambios más notables ocurren en los contenidos de SiO_2 , K_2O , FeO , MgO y CaO . Tanto el Al_2O_3 como el Na_2O están relegados a papeles secundarios, pues el comportamiento del primero

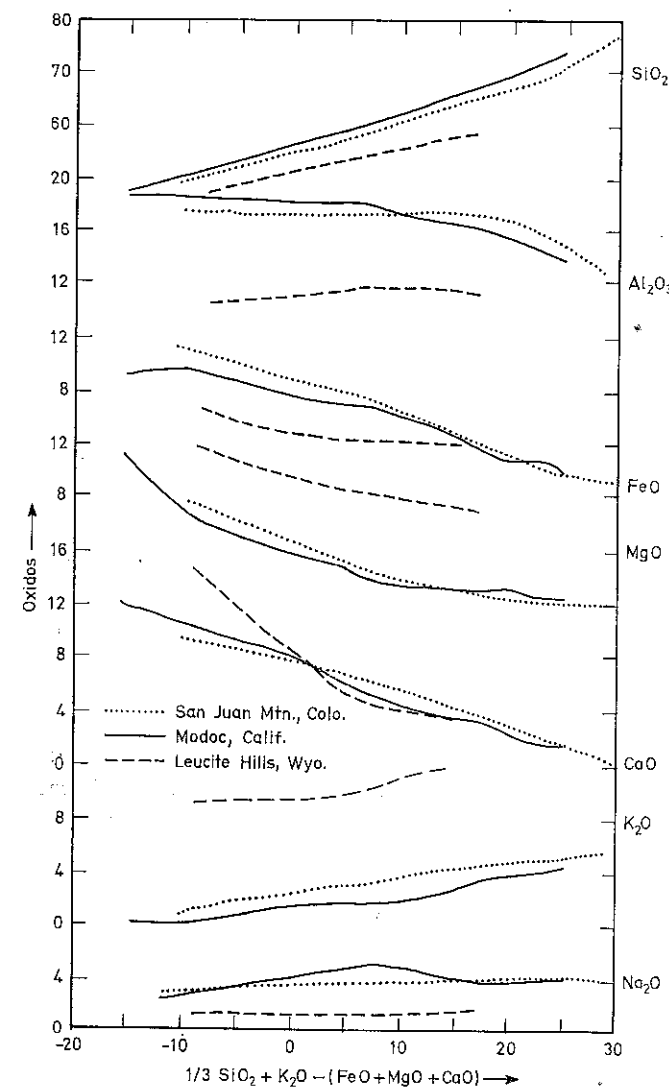


FIG. 5-13. Diagramas de variación de Larsen para tres provincias ígneas típicas. (Según E. S. Larsen, J. Geol., 1938.)

es errático y el contenido del segundo varía sólo en forma despreciable. Es evidente, sin embargo, que al haber un aumento de los álcalis y la sílice, se presenta una disminución simultánea de la cal, el magnesio y el hierro.

Larsen ha transportado también los datos químicos de ciertas series de rocas en diagramas triangulares de variación, recomendando un método de superposición de dos triángulos, estudiando así seis variables a la vez. En el diagrama, los feldespatos normativos, Or, Ab, An, están calculados a 100 por ciento y transportados en la gráfica (puntos en la figura 5-14). En las rocas deficientes de sílice, se calculan los feldespatoideos a feldespato, multiplicándolos por 1.275. Cada uno se suma luego al Ab u Or normativo antes de calcular el contenido total de feldespatos a 100 por ciento. El cuarzo, el feldespato y los minerales félicos normativos se calculan a 100 por ciento y transportan (círculos en la figura 5-14). A la cantidad de sílice agregada a los minerales félicos y feldespatoideos se le llama la *deficiencia de sílice*, y se traza prolongando el diagrama triangular hacia la derecha. Las longitudes y las pendientes de las rectas trazadas entre los puntos y círculos caracterizan a las series de rocas.

Aunque Larsen recomienda los sistemas cuarzo-feldespato-félicos y el ortoclasa-anortita que están basados en la composición normativa en la construcción de un diagrama triangular de variación, los investigadores ingleses, y principalmente C. E. Tilley, L. R. Wager, W. A. Deer, S. R. Nockolds y R. Allen favorecen las gráficas de los sistemas álcalis-magnesio-hierro y potasio-sodio-calcio, expresadas en función de óxidos o de iones (fig. 5-15). Al construir cualquier diagrama triangular, se recalculan primero los tres componentes a un total de 100. Según Nockolds y Allen, se cree que las curvas de la figura 5-15 representan una línea de evolución magmática, la distribución de los puntos indicada por triángulos cerca de los extremos máficos de las curvas se atribuye a la influencia perturbadora de la acumulación de cristales, y se infiere de esto que la composición del magma madre corresponde al extremo máfico de las curvas.

ASOCIACIONES DE LAS ROCAS IGNEAS

Se ha aplicado la denominación *provincia petrográfica* a una extensa área sobre la cual se han depositado por intrusión o expulsión rocas ígneas provenientes del mismo magma madre, durante la misma época general de actividad ígnea. En una provincia de tal naturaleza, todas las rocas, sean intrusivas o extrusivas, tienen peculiaridades mineralógicas y químicas que las distinguen de las rocas de otras provincias. Por

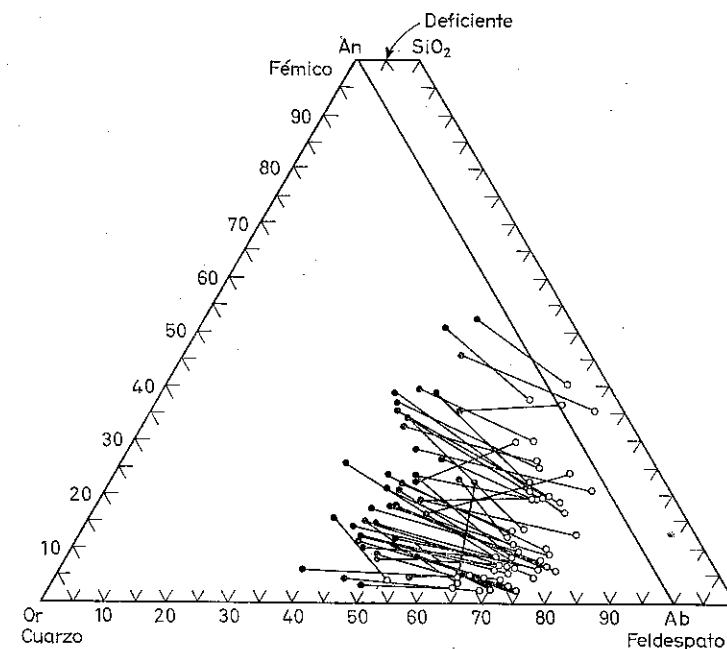


FIG. 5-14. Diagrama triangular de Larsen para las lavas de San Juan Mountains, Colorado. Los puntos son de Or-Ab-An; los círculos son de cuarzo (o SiO_2 deficiente)-feldespato-máfico. (Según E. S. Larsen, *J. Geol.*, 1938.)

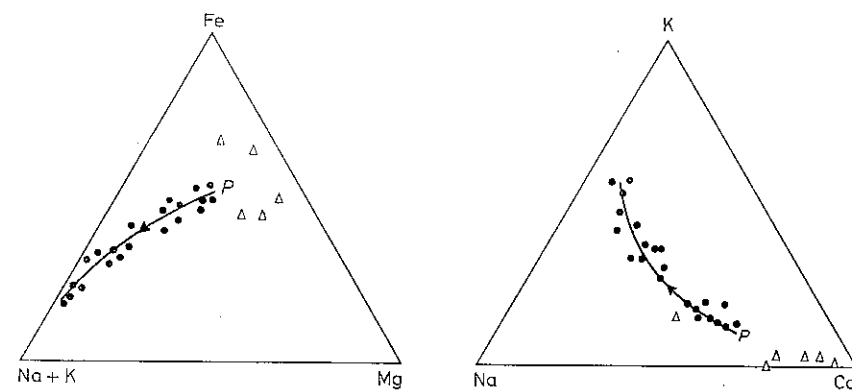


FIG. 5-15. Diagramas de variación para las rocas del batolito de California del sur. En cada diagrama P es la composición inferida del magma madre. Los triángulos representan a las rocas de las que se cree que muestran la influencia de la acumulación de cristales. (Según S. R. Nockolds y R. Allen, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 4, 1953.)

ejemplo, las rocas volcánicas ricas en sosa, de Trans-Pecos, Texas, forman una provincia petrográfica; igual lo hacen las rocas predominantemente basálticas de la meseta del río Columbia, en el noroeste de los Estados Unidos, y las rocas volcánicas complejas de la provincia britoártica (Atlántico del Norte o thuleana) abarcando el noroeste de Bretaña, Islandia y parte de Groenlandia.

Las series de las rocas ígneas pueden dividirse en cuatro grupos, basándose en la relación de la cal a los álcalis. Si cuando se transportan en un diagrama de variación los porcentajes en peso de los óxidos, obtenidos por los análisis químicos de los diversos miembros de una serie de rocas, se encuentra que los contenidos de Na_2O y K_2O son iguales a los de CaO cuando el porcentaje de SiO_2 excede de 61 por ciento, se da a la serie la denominación de *cálcica*; si el porcentaje de SiO_2 está comprendido entre 56 y 61 cuando ocurre esta equivalencia, se llama a la serie *calcio-alcálica*; si está comprendido entre 51 y 56, *alcálica*; y si es menor de 51 se le llama *alcálica*. Según esta clasificación, la mayoría de los conjuntos basalto-andesita-dacita-riolita son calcio-alcálicos, mientras que la mayoría de los conjuntos de basalto-traquita-fonolita corresponden a la serie alcálica.

Provincias calcio-alcálicas típicas se encuentran en las montañas de San Juan, de Colorado; en la región Modoc, de California; en el monte Katmai, en Alaska; en las montañas de San Francisco, de Arizona, y en las rocas batolíticas de California del sur. Provincias alcálicas típicas se encuentran en las montañas Highwood, de Montana, y a lo largo de la Gran Rift, de África. Pueden citarse muchos ejemplos de áreas que contienen tanto rocas calcio-alcálicas como alcálicas. La diferente historia de enfriamiento del magma en la misma área general puede conducir a la formación de rocas calcio-alcálicas y alcálicas, a partir de un magma madre de composición inicial uniforme.

En 1909, Harker estableció una amplia división doble de las rocas ígneas terciarias y recientes del mundo, denominando a los dos tipos *atlánticas* y *pacíficas*. Algunos ejemplos típicos de rocas atlánticas son los granitos alcalinos, la sienita, las sienitas-nefelina, las essexitas, las theralitas y las picritas, todas las cuales se clasifican como alcálicas. Rocas típicas del tipo pacífico son los granitos, las tonalitas, los gabros, las noritas y las peridotitas, todas las cuales son de afinidades calcio-alcálicas. P. Niggli, en 1923, propuso un *tipo mediterráneo*, caracterizado por series ricas en potasio. A este tipo pertenecen las lavas de la provincia petrográfica romana y las del Vesubio y el Stromboli, particularmente ricas en feldespato de potasio o leucita, o ambos. Existe una tendencia en las rocas alcálicas que no alcanzaron su saturación, como las fenolitas y los basaltos de nefelina (rocas atlánticas de Harker) a

presentarse en áreas de estabilidad de la corteza, o de deformación resultante de un fallamiento, y por parte de rocas más cálcicas, sobresaturadas, como la riolita, la dacita y la andesita (rocas pacíficas de Harker) a asociarse con el cinturón circumpacífico de plegamientos montañosos. Pero hay una variedad tan grande de ambientes tectónicos así como de tipos de rocas asociadas dentro de las provincias del Atlántico y el Pacífico, que, en general, se ha abandonado el uso de los términos Atlántico y Pacífico para designar asociaciones de rocas.

El bosquejo que sigue de los cursos de evolución que conducen del magma basáltico y granítico primario a los tipos comunes de rocas ígneas, ha sido tomado de la sinopsis de la evolución magmática (1960), de Turner y Verhoogen, elaborada con ejemplos ilustrativos. Además, se ha invertido el orden de los magmas primarios, de modo que aquí aparecen según su ocurrencia natural en el campo (fig. 5-16a y b).

Cursos de la evolución magmática

Ejemplos ilustrativos

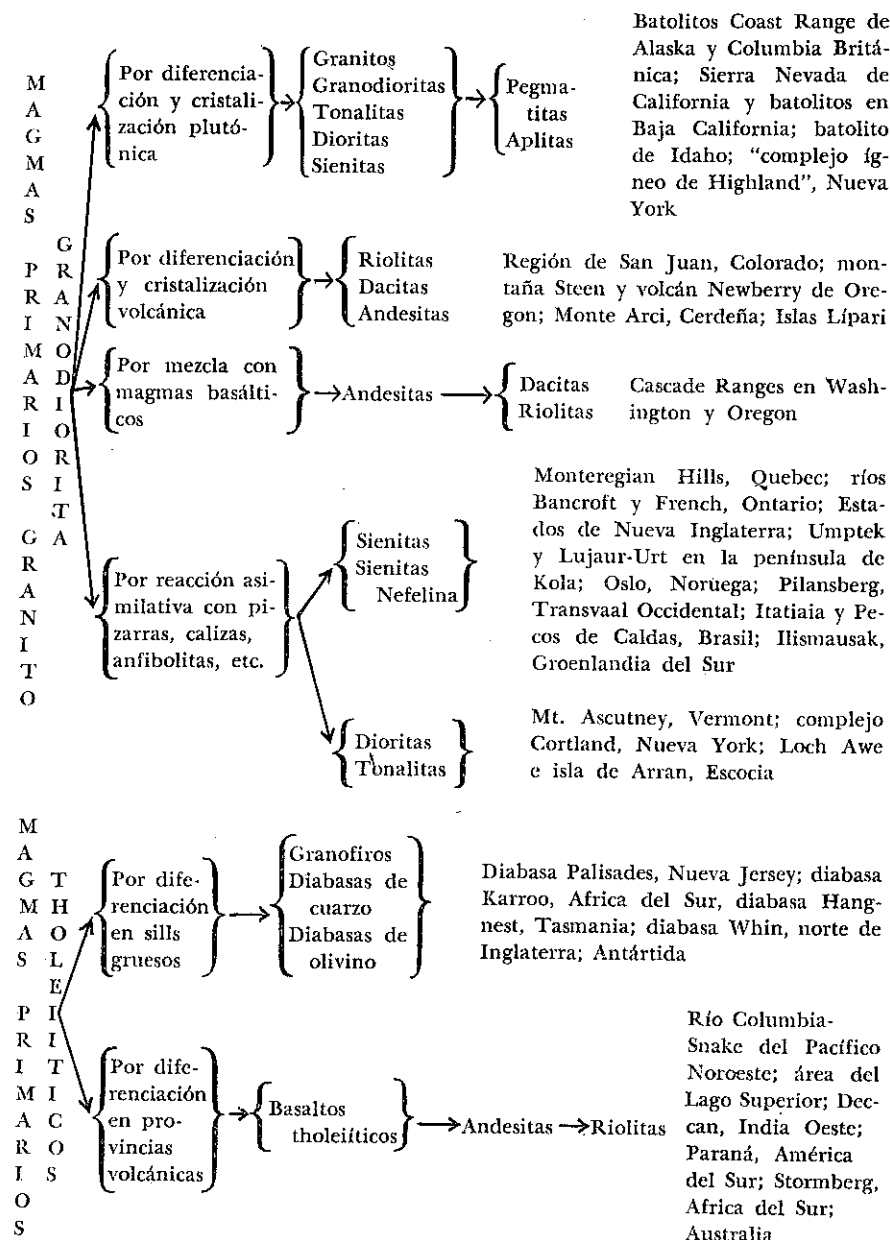


FIG. 5-16a. La evolución magmática con ejemplos ilustrativos. (Según Turner y Verhoogen, 1960.)

Cursos de la evolución magmática

Ejemplos ilustrativos

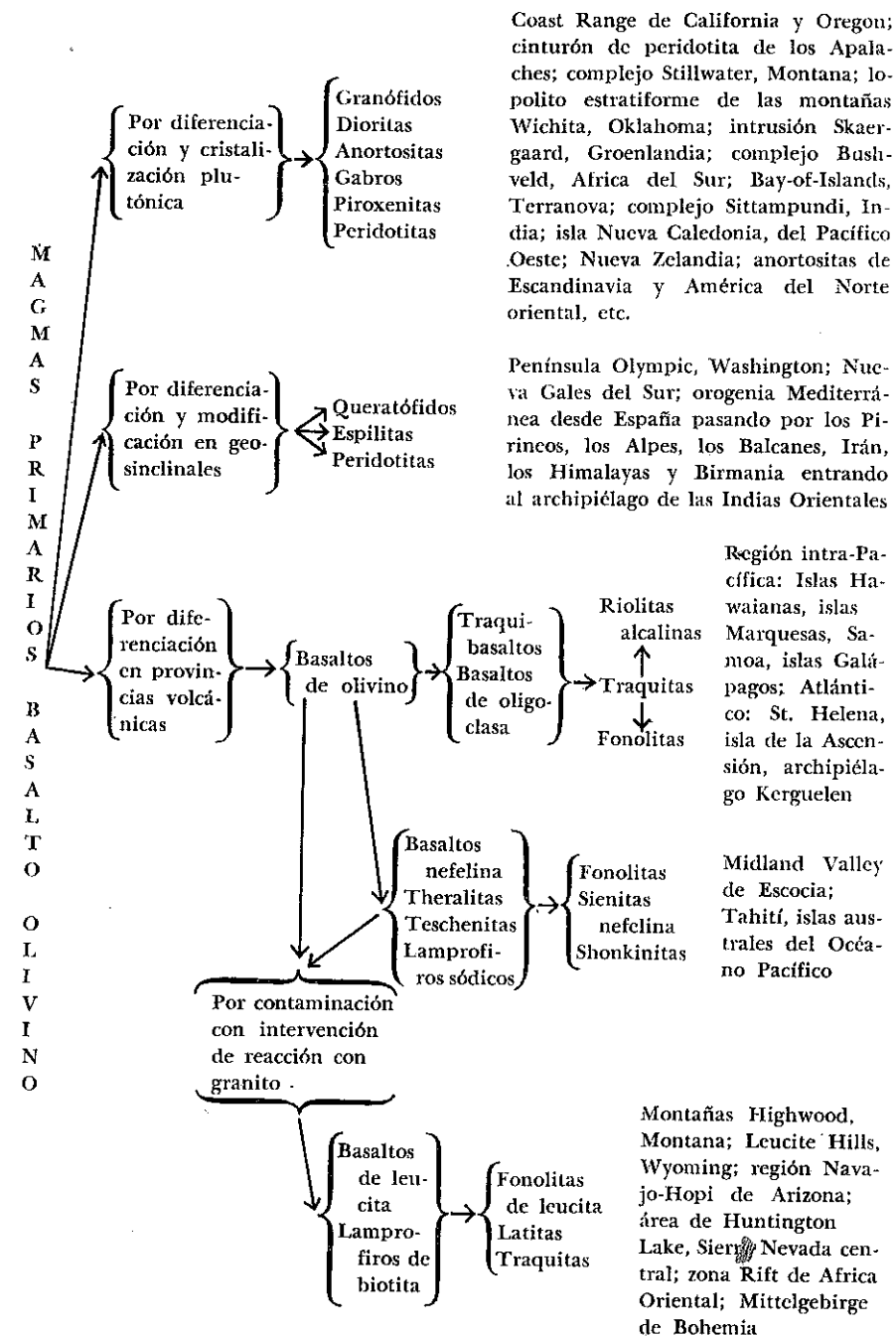


FIG. 5-16b. La evolución magmática con ejemplos ilustrativos. (Según Turner y Verhoogen, 1960.)

PARTE SEGUNDA

LAS ROCAS
SEDIMENTARIAS .

6

Composición, trama y cuerpos de las rocas sedimentarias

INTRODUCCION

Los sedimentos son materiales formados como consecuencia de la actividad química o mecánica ejercidas por los agentes de denudación sobre las rocas preexistentes, y se depositan en forma estratificada, capa por capa, en la superficie de la litosfera. La petrificación de los sedimentos a temperaturas y presiones relativamente bajas, conduce a la formación de las rocas sedimentarias. Cada capa de sedimentos queda enterrada a más y más profundidad a medida que se depositan sobre ella otras capas sucesivas. Los estudios estratigráficos demuestran que las rocas sedimentarias pueden acumularse en espesores de decenas de millares de metros.

La distinción entre las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, como se define en la página 3, es básicamente genética. Algunos sedimentos depositados en geosinclinales y enterrados posteriormente debajo de tremendos espesores de rocas suprayacentes han estado sometidos a elevadas presiones y temperaturas, y llegando así a recrystalizar a un grado tan extenso que se han convertido en rocas metamórficas. Ciertamente, las rocas sedimentarias enterradas a gran profundidad pueden constituir una forma de metamorfismo de grado bajo, por el cual tales rocas sedimentarias pasan imperceptiblemente a rocas metamórficas.

Como ya se mencionó, los mantos de ceniza, escoria y lapilli, que se depositan en cualquiera parte como resultado de una erupción volcánica, deben agruparse lógicamente con las rocas ígneas; sin embar-

go, por la erosión normal de otras rocas piroclásticas más antiguas, los productos similares pueden hallar su camino hacia las cuencas sedimentarias, en las que se depositan como areniscas, material barroso y conglomerados volcánicos más o menos puros. Estas son *rocas epiclásticas* típicas producidas por la erosión normal y por la depositación de fragmentos de roca; y a no ser que se conozca su origen exacto de formación, pueden confundirse fácilmente con las rocas piroclásticas. Muchas rocas sedimentarias se han formado a partir de rocas preexistentes más antiguas. Por tanto, son muy comunes las mezclas de materiales piroclásticos y clásticos en la producción de sedimentos tobáceos. Frecuentemente es imposible asignar una roca a alguna de estas clases cuando sólo están disponibles para examen unos cuantos ejemplares, y cuando su forma de ocurrencia en el campo no es clara.

La distinción entre las rocas sedimentarias y las metamórficas es arbitraria, y la clasificación de ciertas rocas comunes es asunto de simple preferencia. Excepto cuando el calor, a la vez que el esfuerzo, han constituido los factores principales para producir el cambio, puede haber poca diferencia visible en composición entre la pizarra blanda (shale) y la pizarra dura (slate) (o entre la pizarra blanda y la argilita). A la primera se la clasifica por lo general como sedimentaria, mientras que a la última se la clasifica comúnmente como metamórfica. La dolomita se clasifica de ordinario como roca sedimentaria, aun cuando ha resultado de los cambios completos posteriores a la depositación, que se verificaron en la textura y en la composición, debido al extenso reemplazamiento de la calcita original.

A los procesos que intervienen en la reconstrucción de sedimentos entre el tiempo de la depositación y el tiempo en el que tiene lugar la petrificación completa, se les puede llamar colectivamente *diagénesis*. Estos procesos comprenden la compactación, cementación, reemplazamiento y recristalización, y han tenido importancia variable en la reconstrucción de diferentes clases de sedimentos. La consideración de tales procesos se presentará en el Capítulo 8. Ordinariamente, los resultados de la diagénesis mostrados por las rocas sedimentarias consolidadas no han disfrazado considerablemente los caracteres originales de los sedimentos. El metamorfismo ulterior puede, sin embargo, alterar la roca sedimentaria tan profundamente que no puedan determinarse la naturaleza original ni la historia premetamórfica de los sedimentos.

En consecuencia, la petrología sedimentaria estudia el origen y la historia de las rocas sedimentarias. La historia de cualquiera capa o manto sedimentario comprende la determinación de las rocas originarias y de la región de donde proceden los sedimentos. Comprende también la comprensión del mecanismo de dispersión de los materiales

formados en las áreas de origen, la dirección y distancia del transporte y el área sobre la cual se depositaron los materiales sedimentarios. Y, finalmente, la historia abarca los cambios de textura y recomposiciones químicas posteriores a la depositación, y la petrificación resultante. Los sedimentos son entonces rocas complejas que tienen un origen compuesto y productos del medio y herencia geológicos.

ABUNDANCIA RELATIVA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Aunque muchas rocas sedimentarias se hayan formado a partir de sedimentos más antiguos, inevitablemente todas deben haber provenido originalmente de las rocas ígneas. F. W. Clarke estimó que una capa de roca ígnea de alrededor de 800 metros de espesor ha sido meteorizada y destruida por la erosión para producir sedimentos durante el curso del tiempo geológico. Este investigador basó su estimación en la cantidad de sodio que hay en los océanos y en las rocas sedimentarias, suponiendo que el sodio ha sido liberado por lixiviación de las rocas ígneas primitivas. Clarke estimó que existen 370 millones de kilómetros cúbicos de rocas sedimentarias, lo cual representa menos de 5 por ciento del volumen de la corteza terrestre hasta una profundidad de 16 Km; otros cálculos han alcanzado hasta 40 veces el valor del de Clarke. P. H. Kuenen, basando su cálculo en la composición media de las rocas ígneas, y tomando en consideración los sedimentos de los mares, llegó a la conclusión de que las rocas sedimentarias constituyen aproximadamente 15 por ciento de la corteza exterior de 16 Km de espesor.

La tabla 6-1 indica la abundancia relativa de las rocas ígneas y sedimentarias en la corteza terrestre.

Se han descrito muchas clases de rocas sedimentarias, pero 99 por ciento del volumen total lo forman solamente tres tipos; a saber, la pizarra blanda, la arenisca y la caliza. La abundancia relativa de las rocas sedimentarias comunes está indicada en la tabla 6-1.

COMPOSICION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Para entender los procesos geoquímicos y la evolución de los diversos tipos de sedimentos, son importantes los análisis químicos de las rocas sedimentarias. Además, en algunos sedimentos es tan fino el tamaño del grano que sólo por medio de estudios químicos se ha obtenido gran parte de nuestro conocimiento sobre su composición.

TABLA 6-1
ABUNDANCIA RELATIVA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS
(Por ciento)

Abundancia relativa de las rocas sedimentarias e ígneas		
Rocas	Por volumen	Por área
Sedimentarias	5	75
Ígneas	95	25

Abundancia relativa de las rocas sedimentarias		
Roca sedimentaria	Como se ha medido en los afloramientos	Como se ha determinado por cálculo
2 Arenisca	15-40	10-16
3 Caliza	16-28	5-14
4 Pizarra (shale)	48-56	70-83

FUENTE: F. W. Clarke, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 127, pág. 24, 1924.

La composición química de las rocas sedimentarias es muy variable, porque los sedimentos son, en cierto sentido, los productos de procesos de fraccionamiento químico y mecánico en gran escala. Exhiben mucho mayor diversidad de composición que las rocas ígneas. El cálculo de Clarke relativo a la composición media de las rocas sedimentarias comunes, pizarra blanda, arenisca y caliza, determinado por el análisis de mezclas de muchas muestras individuales, aparece en la tabla 6-2.

Debe señalarse que la caliza promedio contiene 7.90 por ciento de MgO, equivalente a 16.5 por ciento de $MgCO_3$, pero que la mayoría de las calizas contienen menos de 4 por ciento o más de 40 por ciento de $MgCO_3$ equivalente, que contiene mucha menos magnesia o mucha más (tabla 6-2). Las rocas de composición intermedia son poco comunes. Por tanto, la caliza promedio de Clarke es una roca carbonatada media, no una caliza, e incluye tanto a las dolomitas como a las calizas. En la tabla 6-2 se ha incluido el cálculo de Poldervaart para la composición media de todos los sedimentos. Cuando se comparan sus cifras con las basadas en las estimaciones de Leith y Mead, las diferencias encontradas se deben en gran parte a la mayor cantidad de sedimentos calcáreos que fue permitida por Poldervaart. En las secciones que siguen se encontrarán otros cálculos más de la composición química de las rocas sedimentarias comunes.

Las características significativas de la composición química de las rocas sedimentarias son el predominio de la potasa sobre la sosa, de la cal sobre la magnesia y del hierro férrico sobre el hierro ferroso, el ex-

ceso de alúmina y el alto contenido de sílice. Estas son generalizaciones, y pueden encontrarse muchas excepciones. Es difícil describir los tipos de las rocas sedimentarias a partir de los análisis químicos solamente por un diagrama triangular (fig. 6-1) como se hace por medio de la norma para las rocas ígneas. Los grupos principales se sobreponen en sus extremos, aunque Mason establece ciertos límites tentativos; las ro-

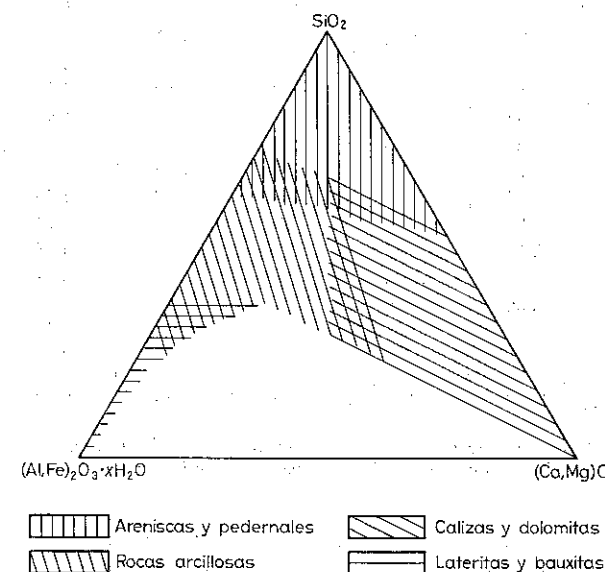


FIG. 6-1. Composición química de los sedimentos comunes. Los sedimentos de composición como la indicada en la zona en blanco son raros e inexistentes. (Según B. Mason, "Principles of Geochemistry", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1958.)

cas arcillosas con más de 50 por ciento de SiO_2 contienen generalmente sílice libre, mientras que las de más de 40 por ciento de Al_2O_3 contienen alúmina libre. Para denominar a una roca caliza o dolomita, se debe por lo menos considerar el carbonato que es el componente dominante, y de modo parecido en la arenisca, la sílice libre debe sobrepasar a todos los demás componentes químicos.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Los minerales que forman las rocas sedimentarias pertenecen a dos tipos diferentes de materiales; a saber: detríticos y químicos. Los primeros son minerales resistentes liberados de las rocas madres por meteorización o intemperismo, transportados mecánicamente y depositados. Los

TABLA 6-2
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA DE LAS ROCAS

Componente	Ígneas	Pizarra blanda	Arenisca	Caliza	Sedimento ^a	Sedimento ^b
SiO ₂	59.14	58.10	78.33	5.19	57.95	44.5
TiO ₂	1.05	0.65	0.25	0.06	0.57	0.6
Al ₂ O ₃	15.34	15.40	4.77	0.81	13.39	10.9
Fe ₂ O ₃	3.08	4.02	1.07	0.54	3.47	4.0
FeO	3.80	2.45	0.30	—	2.08	0.9
MgO	3.49	2.44	1.16	7.89	2.65	2.6
CaO	5.08	3.11	5.50	42.57	5.89	19.7
Na ₂ O	3.84	1.30	0.45	0.05	1.13	1.1
K ₂ O	3.13	3.24	1.31	0.33	2.86	1.9
H ₂ O	1.15	5.00	1.63	0.77	3.23	—
P ₂ O ₅	0.30	0.17	0.08	0.04	0.13	0.1
CO ₂	0.10	2.63	5.03	41.54	5.38	13.4
SO ₃	—	0.64	0.07	0.05	0.54	—
BaO	0.06	0.05	0.05	—	—	—
C	—	0.80	—	—	0.66	—
MnO	—	—	—	—	—	0.3
Total	99.56	100.00	100.00	99.84	99.93	100.0

^a Pizarra (shale) 82, arenisca 12, caliza 6; según Leith y Mead.

^b Poldervaart, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62, 132, 1955.

del segundo grupo se precipitan de una disolución, y son generalmente compuestos hidratados, como es de esperarse en las sustancias que se forman en un ambiente rico en agua.

Las denominaciones alogénicos y autigénicos se han empleado para describir las dos clases principales de minerales. Los minerales alogénicos o detríticos se originan fuera del sedimento y son transportados hasta la cuenca de depositación. Los minerales autigénicos, en cambio, se originan por precipitación química ya sea dentro de la cuenca de depositación, o posteriormente, dentro del depósito sedimentario mismo. Los minerales autigénicos son, por supuesto, los principales componentes de los sedimentos químicos. La mayoría de las rocas sedimentarias son mezclas de componentes alogénicos y autigénicos. Algunos depósitos recientes son puramente detríticos, pero ciertamente pocos son las antiguas rocas sedimentarias completamente autigénicas o completamente alogénicas.

S. S. Goldich señala que el orden de estabilidad de los minerales de las rocas ígneas hacia el intemperismo es el inverso de su orden en la serie de reacción de Bowen (véase la figura 5-2). La identidad de disposición entre la serie de estabilidad de Goldich y la serie de reacción

de Bowen indica que los minerales constitutivos de las rocas ígneas que se formaron al último son más estables a las temperaturas ordinarias que los minerales formados en una etapa temprana de la cristalización magmática.

Las rocas sedimentarias pueden tener una mineralogía compleja, siendo algunos de sus minerales de origen detrítico y algunos de origen químico. El número total de minerales registrados en las rocas sedimentarias es muy grande, puesto que casi cada mineral de origen ígneo o metamórfico puede tener una existencia transitoria en un sedimento. Sin embargo, los minerales comunes y abundantes de las rocas sedimentarias son pocos. Ellos son el cuarzo, feldespato, micas, calcita, dolomita y materiales arcillosos.

TABLA 6-3
MINERALES COMUNES EN LOS SEDIMENTOS ARENÁCEOS

Anfibol	Cianita
Apatita	Leucoxeno
Barita	Limonita
Biotita	Magnetita
Brookita	Monacita
Calcita	Muscovita
Casiterita	Olivino
Calcedonia	Opalo
Cloritoide	Piroxeno
Clorita	Quarzo
Clinzoisita	Rutilo
Colofanita	Serpentina
Cordierita	Siderita
Corindón	Sillimanita
Dolomita	Espinela
Dumortierita	Esfena
Epidota	Estaurolita
Feldespato	Topacio
Fluorita	Turmalina
Granate	Vesubianita
Glaucionita	Xenotima
Hematita	Zircón
Hmenita	Zoisita

En la tabla 6-3 se presenta una lista de los minerales más comunes que han sido identificados en los sedimentos arenáceos. Comparada con la de los sedimentos detríticos, la composición mineralógica de las rocas químicas puede ser relativamente simple. Las rocas precipitadas químicamente, como los mantos de yeso, la sal gema y algunas calizas, pueden formar acumulaciones esencialmente monominerálicas de alto grado de pureza. Las rocas reemplazadas tienen composiciones que dependen de la

composición inicial y del grado en que esta composición ha sido modificada subsecuentemente por reemplazamiento. Existen todos los grados de mezcla de los componentes detríticos y no detríticos. En la tabla 6-4 aparece una lista de los minerales comunes de las rocas químicas.

TABLA 6-4
MINERALES IMPORTANTES EN LOS SEDIMENTOS QUÍMICOS

Calcita	Calcedonia
Dolomita	Opalo
Siderita	Cuarzo
Halita	Glaucionita
Silvita	Anhidrita
Hematita	Barita
Limonita	Yeso
Colofanita	Marcasita
	Pirita

* Como se anotó antes, la pizarra (shale) es, con ventaja, la más abundante de las tres rocas sedimentarias más comunes, y está compuesta esencialmente por minerales arcillosos. Mineralógicamente, la arcilla ha sido objeto de intensa investigación durante los años recientes.¹ La *caolinita*, la *montmorillonita* y la *illita*, junto con un cierto número de especies menos comunes, constituyen los minerales arcillosos de las rocas sedimentarias. Los minerales arcillosos son productos secundarios estables formados por la descomposición de otras sustancias integradas por silicatos de aluminio. Son todos aluminosilicatos hidratados y su grano es de un tamaño excesivamente pequeño (generalmente desde alrededor de 0.005 mm de diámetro hasta las dimensiones coloidales).

Las semejanzas y diferencias entre los minerales arcillosos pueden comprenderse mejor por la consideración de sus estructuras internas. Tales estructuras pueden considerarse como producidas por el apilamiento vertical de dos unidades diferentes en el eje vertical c. Estas unidades son: 1) láminas de SiO_4 , cada una con tres oxígenos compartidos con los grupos adyacentes, dando Si_4O_{10} y separadas 2) por unidades $\text{Al}(\text{OH})$, dispuestas de tal modo que cada aluminio está rodeado por seis oxígenos o hidroxilos en coordinación séxtuple (fig. 6-2).

Estos dos tipos de unidades están ligados por oxígenos comunes a ambos. Los minerales de arcilla particulares difieren en el número relativo de los dos tipos de unidades que figuran en sus estructuras, y

¹ E. E. Grim ha formulado una relación detallada en "Clay Mineralogy", 1953.

en la posibilidad de substitución del silicio y el aluminio por otros elementos.

La *caolinita* tiene una estructura de dos capas, una de SiO_4 y otra de hidroxilo de aluminio. La substitución del silicio o el aluminio por otros elementos no ocurre, de modo que los análisis de la caolini-

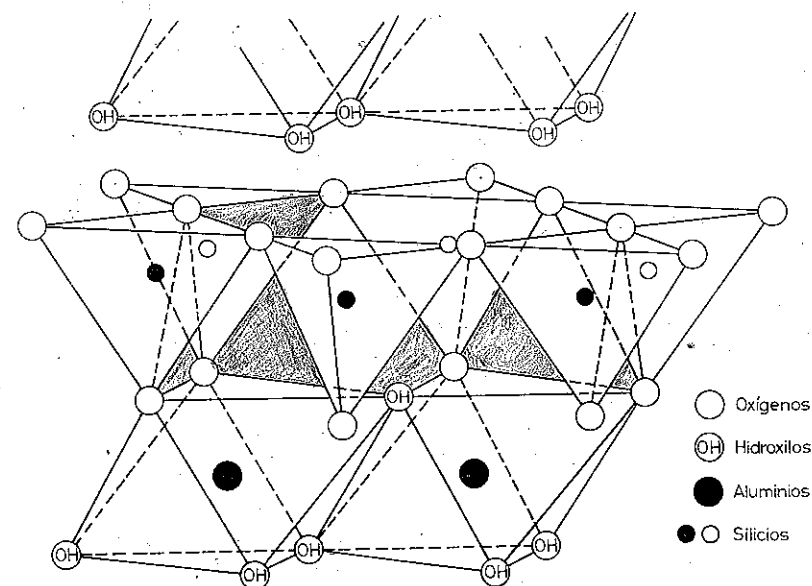
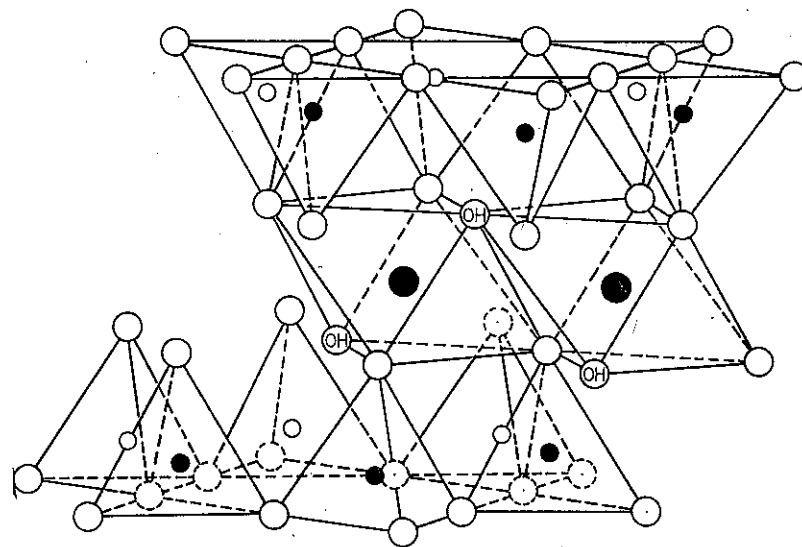


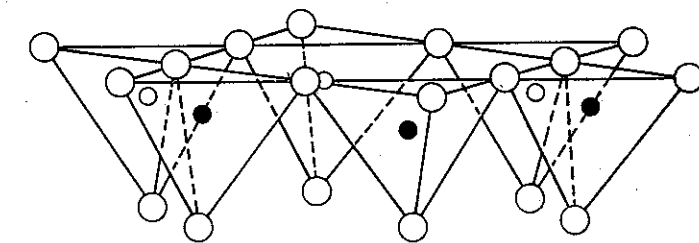
FIG. 6-2. Esquema diagramático de la estructura de la caolinita. La estructura consta de una capa de láminas de SiO_4 y una capa de iones de Al en octaedros, con oxígeno e hidroxilos. Los oxígenos son compartidos con los del SiO_4 , y los hidroxilos ocupan otras esquinas de los octaedros. (Según R. E. Grim, "Clay Mineralogy", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1953.)

ta pura corresponden muy próximamente a la fórmula química ideal $(\text{OH})_3\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$; la fórmula de la caolinita oxidada es $4\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

La *montmorillonita*, cuya estructura es de tres capas, tiene dos láminas básicas de Si_4O_{10} dispuestas como capas con los oxígenos no compartidos dirigidos uno hacia otro. Estas láminas son mantenidas juntas por las unidades de aluminio-hidroxilo ajustadas en posición tal que cada aluminio está rodeado por cuatro oxígenos y dos hidroxilos (fig. 6-3). Las capas compuestas del tipo descrito están sin cohesión unidas entre sí por moléculas de agua. Una peculiaridad característica de la montmorillonita es su contenido variable de agua en la red. Se dice que este mineral tiene una red hinchable. Las características propiedades de dilatación de las bentonitas en el agua se deben a su contenido



Cationes intercambiables
 nH_2O



○ Oxígenos (OH) Hidroxilos ● Aluminio, hierro, magnesio
○ y ● Silicio, en ocasiones aluminio

FIG. 6-8. Dibujo esquemático de la estructura de la montmorillonita. La estructura consiste en dos láminas de SiO_4 orientadas con sus oxígenos no compartidos de una hacia los de la otra, y separadas por una capa octahedral de iones de Al compartiendo el oxígeno de las láminas de sílice y reteniendo iones OH en las demás esquinas del octaedro. Cada una de estas unidades de tres capas está separada de su lámina subyacente y suprayacente por una capa de agua de espesor variable, que hace que la red se dilate o se contraiga cuando se agrega o se quita agua. (Según R. E. Grim, "Clay Mineralogy", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1953.)

de montmorillonita. En la estructura de este mineral es posible que se verifique una considerable sustitución iónica, así que su composición química $(OH)_4Al_4Si_8O_{20} \cdot xH_2O$ es extremadamente variable. La fórmula aproximada en su condición oxidada es $3H_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 8SiO_2$.

Un elemento constitutivo común e importante de muchas arcillas y pizarras blandas es el material conocido como *illita* o *hidromica*. La illita tiene una red básica muy semejante a la de la montmorillonita, con la excepción de que los iones de K ocupan la posición del agua entre las capas de la red. La illita difiere de la montmorillonita y la caolinita en la complejidad de su fórmula a causa de la sustitución, la presencia de la potasa en exceso de agua y su afinidad estructural hacia la muscovita, $(OH)_4K_y(Al_4Fe_4Mg_{4-6})(Si_{8-y}Al_y)O_{20}$, en donde y varía de 1 a 1.5. La fórmula aproximada de la forma oxidada es $4H_2O \cdot K_2O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 16SiO_2$. La illita es esencialmente una muscovita del tamaño de la arcilla. Es evidente que la muscovita es un mineral arcilloso autigénico en muchos sedimentos.

ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS Y NO CLASTICAS

Las rocas sedimentarias en general se producen de dos modos diferentes. Algunas son acumulaciones mecánicas de partículas de roca conocidas como *clásticas*; otras son depositadas por medios químicos (incluyendo los bioquímicos) y se designan como *no clásticas*. La mayoría de los sedimentos depositados mecánicamente consiste en detritos provenientes de la tierra, que representan a los materiales del intemperismo y la erosión de la superficie. El grueso del volumen de los sedimentos, como la arenisca común y la roca arcillosa, pertenece a este grupo. A este grupo pertenecen también las rocas piroclásticas, las cuales son semejantes a los sedimentos depositados mecánicamente en todos los detalles esenciales de textura y estructura. Este grupo, reconocido como *epiclástico*, representa a los agregados sueltos, los cuales pueden ser desplazados por transporte de sedimentos y depositados finalmente por el agua, el hielo y el aire.

Los sedimentos depositados por medios químicos, por otra parte, constan principalmente de sustancias tales como carbonatos, sílice y haluros, en que los cristales individuales son mantenidos juntos por uniones químicas o están entrelazados uno dentro de otro. Casi todas las rocas no clásticas o químicas se originan por precipitación química de extensiones de agua superficial. La precipitación puede ser causada por evaporación, por reacciones inorgánicas entre las sales disueltas o por organismos como las bacterias, los corales o los moluscos. Los depósitos formados por abundantes secreciones esqueléticas o fósiles

pueden llamarse con propiedad *sedimentos orgánicos* o *biogénicos*. Los arrecifes de coral y de algas, diatomita, y las capas de fósiles articulados son ejemplos típicos.

Las rocas químicas pueden ser depósitos puros sin incorporación alguna de detritos derivados de la tierra. Es más común que contengan fragmentos clásticos. Siempre que el elemento clástico esté presente en pequeña cantidad, constituye un adulterante en la roca química. Cuan-

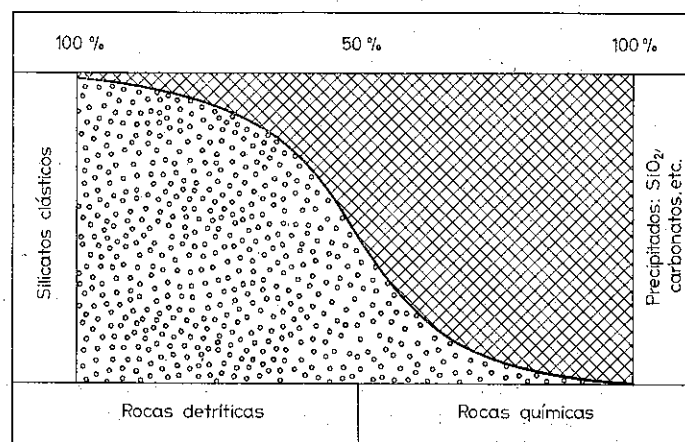


FIG. 6-4. Cantidades relativas y carácter de los cambios volumétricos entre la fracción detrítica (silicatos clásticos) y la fracción química (carbonatos precipitados, SiO₂, etc.) en las rocas detríticas y químicas, respectivamente. (Según P. D. Krynine, *J. Geol.*, 1948.)

do aumenta la cantidad de material clástico a más de la mitad, la fracción química toma sólo un papel secundario y diluye el sedimento clástico. Esta relación indica que existe una gradación completa entre los sedimentos detríticos (clásticos) y las rocas químicas, cada una de las cuales es un miembro completo ideal de una serie continua de rocas sedimentarias (fig. 6-4).

TEXTURAS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

La textura se refiere a la constitución física (relación de grano a grano) de una roca, a diferencia de su composición mineralógica o química. Para decidir cómo se depositó una roca sedimentaria, deben estudiarse tanto la composición mineralógica como los rasgos de textura de la misma. También determinan éstos la madurez de la roca. La

madurez es una medida del grado al cual han avanzado los procesos de descomposición química y desintegración mecánica hacia su terminación. Es una función del tiempo en el cual se ha verificado la acción y de la intensidad de dicha acción. R. L. Folk (1951) estudió las etapas de la madurez de la textura. El paso de un sedimento inicialmente arcilloso y deficientemente clasificado a arena por completo madura, clasificada y redondeada, es marcado por tres etapas (fig. 6-5). Estas etapas

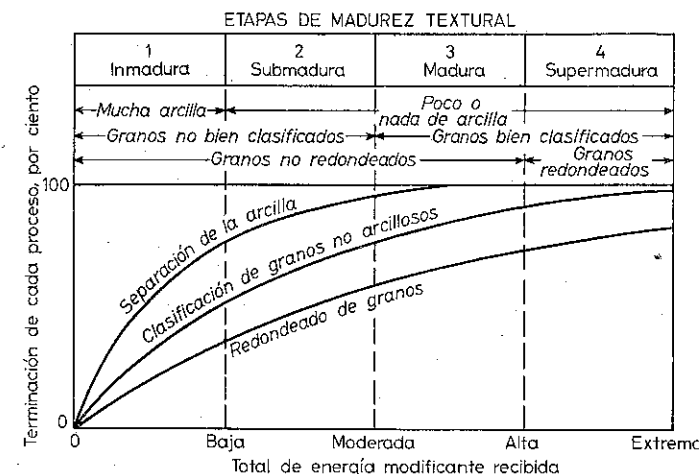


FIG. 6-5. Etapas de la madurez textural. (Según R. L. Folk, *J. Sediment. Petrol.*, 1951.)

son: 1) la remoción de la arcilla; 2) la obtención de una buena clasificación de los granos no arcillosos, y 3) el redondeado de los granos de cuarzo. Los primeros dos pasos son alcanzados fácilmente, mientras que la última etapa sólo se verifica después de un transporte prolongado. Este caracteriza a las arenas multicíclicas mineralógicamente maduras. Los problemas de clasificación y redondeado se tratan en una sección posterior.

La distinción entre las rocas depositadas mecánicamente y los sedimentos que han sido precipitados o recristalizados químicamente está basada primordialmente en las peculiaridades de la textura. Es, por tanto, apropiado describir las texturas de las rocas clásticas y no clásticas.

TEXTURA CLÁSTICA

Todas las rocas sedimentarias clásticas (detríticas) tienen *textura clástica*. Las partículas pueden tener cualquiera forma, tamaño o composición. La mayoría de los agregados clásticos tienen algunos poros intergranulares, pero se vuelven no porosos por la cristalización de la

substancia autigénica en los poros. La denominación *clástica* puede aplicarse a la textura de cualquier agregado cuyo carácter original fragmentario sea claramente visible. En todos los agregados fragmentarios que tienen una amplia gama de tamaños de las partículas, el material se subdivide convenientemente en *grano* y *matriz*, aunque no haya una diferencia marcada en el tamaño de las partículas entre ellos. El término se refiere al tamaño relativo de las partículas y a su disposición o arreglo en el agregado. Las partículas más pequeñas se encuentran generalmente empaçadas entre las más grandes, y en el agregado tienen la apariencia de una matriz que rodea a los granos más grandes. Los detritos clasificados deficientemente contienen matriz, mientras que los bien clasificados sólo se componen de granos.

El *cemento* es muy común en las rocas sedimentarias detríticas. Se sabe de muchos minerales comunes, como el ópalo, los carbonatos, la limonita, etc., que desempeñan el papel de cemento. El cemento es menos común en los sedimentos arcillosos, probablemente porque el material arcilloso es un agente de unión firme y sirve para consolidar las rocas sedimentarias que no contienen cementos precipitados (véase el Capítulo 8, CEMENTACIÓN.)

Tamaño y clasificación de los granos clásticos

El tamaño de partícula es un elemento importante de la textura en los sedimentos detríticos, porque está relacionado con las condiciones geológicas de transporte y deposición. Las distinciones de textura entre los sedimentos detríticos se basan principalmente en las diferencias entre los diámetros de las partículas. Las gravas contienen partículas de dimensiones de guijarros o guijas, las arenas constan de granos del tamaño de los granos de arena y las arcillas están formadas por partículas del tamaño de la arcilla. Las gravas y las arenas se describen como gruesas, medianas o finas. Para uniformar la terminología descriptiva, se han hecho varias proposiciones sobre la nomenclatura, de las cuales la tabla 6-5 es un ejemplo. No se han establecido límites claramente definidos para las cantidades proporcionadas requeridas de cualquier tamaño dado. Debe suponerse, sin embargo, que una mayoría de las partículas debe corresponder a una clase para llevar ese nombre. En la figura 6-6 se indica la división de las texturas de las rocas sedimentarias detríticas, conforme al tamaño del grano.

De la figura 6-6 se origina la nomenclatura familiar de las rocas sedimentarias detríticas, *conglomerado*, *arenisca*, *limolita* (*siltstone*) y *argilita* (*claystone*). Los nombres alternativos derivados de raíces latinas son: *rudita* para los agregados de grava, *arenita* para las rocas arenáceas

y *lutita* para las rocas arcillosas. Los adjetivos indicando sedimento arcilloso son: *arcilloso*, *lutáceo* y *pelítico*; aquellos que indican material arenoso son: *arenáceo* y *psamítico*; los que indican un conglomerado son: *rudáceo* y *psefítico*. A un agregado compuesto principalmente por partículas del tamaño de la arena, 1/16 a 2 mm, se le llama arena, o arenisca cuando está petrificado; uno en el cual la mayoría de las partícu-

TABLA 6-5
TERMINOLOGÍA APLICADA A LOS SEDIMENTOS Y ROCAS DETRÍTICAS
(Arreglada conforme a los límites de tamaño)

Diámetro de la partícula (mm)	Origen sedimentario				Origen volcánico		
	Forma de la partícula						
	Redondeada a subangulosa		Angulosa		Redondeada a angulosa <i>Subredondeada</i>		
	Sedi-mento	Roca	Sedimento	Roca	Fragmentos piroclásticos	Roca	
<i>Terminol. estructural</i> P <i>psapito</i>	> 256	Grava de cantos rodados	Conglomerado de cantos rodados	Ripio en bloques	Brecha en bloques	Bloques volcánicos	Brecha volcánica
	256-64	Grava de guijarros	Conglomerado de guijarros	Ripio	Brecha	Bomba	Aglomerado de brecha, o aglomerado
	64-4	Grava de guija	Conglomerado de guija	Fragmentos angulosos de tamaño de guija	Brecha	Lapilli	Lapilli Toba
	4-2	Gránulo	Conglomerado de gránulo	Gránulos	Gránulo	Ceniza gruesa	Toba gruesa
	2-1/16	Grava Arenisca	Arenisca	Arena	Brecha Gravilla o arenisca		
	1/16-1/256	Fango Arcilla	Limolita <i>Siltstone</i>	Fango Arcilla	Limolita Pizarra (shale)	Ceniza fina	Toba fina
	< 1/256		Pizarra (shale)				

FUENTE: Modificada ligeramente de V. T. Allen, Terminology of Medium Grained Sediments, Report of Committee on Sedimentation 1932-1934, Nat. Research Council Bull. 98, 1935.

las son más finas que la arena, pero más gruesas que la arcilla, 1/256 a 1/16 de mm, es fango (limo) o limolita; y los agregados de las partículas más finas, menos de 1/256 mm, son argilitas. Si más de una cuarta parte de las partículas son más gruesas que la arena, mayores de 2 mm, el agregado suelto es grava, y la roca consolidada es conglomerado. Esta clasificación de las rocas detríticas es sencilla, genética y muy usada.

La mayoría de los agentes de transporte tienden a clasificar las partículas acarreadas según su tamaño, su forma y su densidad. Cuando se comprenden en el transporte sedimentos de tamaños variados, la arena se segrega de la arcilla. El material arcilloso contiene una concentración

relativa de minerales arcillosos junto con otros minerales micáceos, como la clorita y la sericita, mientras que la arena está compuesta grandemente por cuarzo, feldspatos, silicatos máficos y fragmentos de roca.

El fango, la arcilla y los minerales escamosos pueden ser llevados en suspensión en una corriente transportadora. Los fragmentos más gruesos, por otra parte, tienden a fracturarse y a desgastarse por el roda-

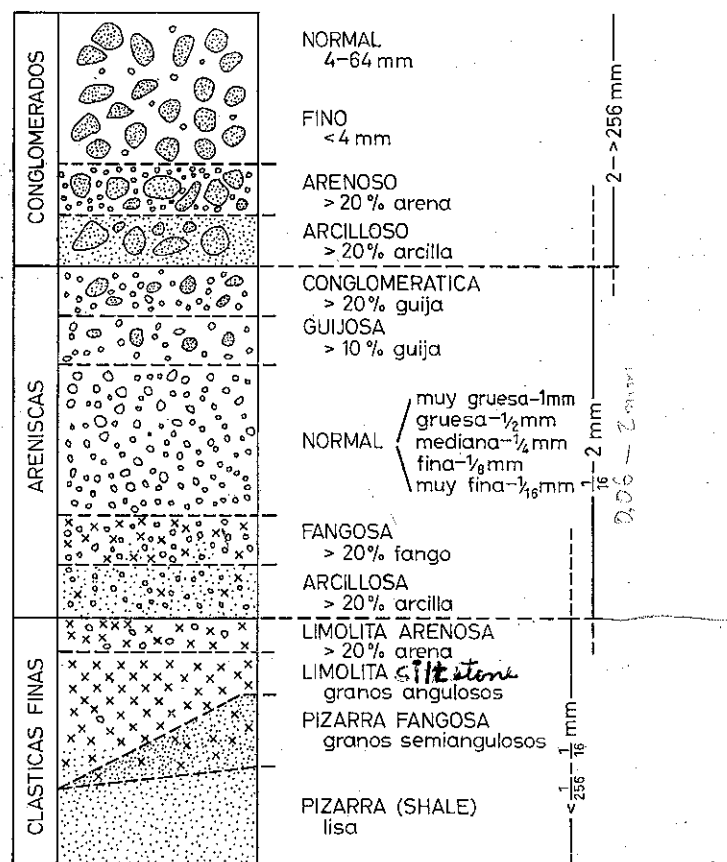


FIG. 6-6. División textural macroscópica de las rocas sedimentarias detríticas, según su gradación de tamaño. (Modificada ligeramente de P. D. Krynine, J. Geol., 1948.)

miento, los choques y el deslizamiento a lo largo en el fondo de la corriente. Dondequiera que una parte de los detritos se deposita a lo largo de la ruta de transporte, las partículas más grandes y más pesadas tienden a depositarse primero. Las partículas más pequeñas y menos esféricas tienden a pasar a las demás, y la proporción de partículas más

grandes en la carga de sedimentos disminuye progresivamente en el sentido del transporte, un carácter distintivo llamado *clasificación progresiva*. Ningún sedimento detrítico está perfectamente clasificado; muchos contienen una gran variedad de tamaños de partícula. En la figura 6-6, las rocas tales como la limolita arenácea, el conglomerado arcilloso, etcétera, llevan adjetivos calificativos. El tamaño de las partículas de estas rocas varía considerablemente, y las partículas más grandes pueden ser muchas veces mayores que las más pequeñas. En la limolita arenácea, por ejemplo, los granos son de mayor tamaño que las par-

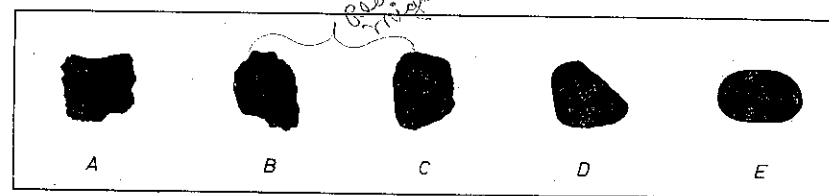


FIG. 6-7. Redondez. (A) anguloso; (B) subanguloso; (C) subredondeado; (D) redondeado; (E) bien redondeado.

tículas de arcilla, hasta mil veces mayores, y una roca en la que están mezclados los dos tipos de material junto con todos los tamaños intermedios, tiene una clasificación deficiente. La gama de tamaño de las partículas sería con ventaja mucho mayor aún en un conglomerado arcilloso, pero más pequeño en una roca tal como un conglomerado arenáceo sin arcilla, el cual estaría, en consecuencia, un poco mejor clasificado. En un sedimento detrítico bien clasificado, las partículas son de tamaño regularmente uniforme y las partículas más grandes no tienen más de diez veces el tamaño de las más pequeñas.

Forma y redondez de los granos clásticos

Los términos tales como tabular, prismático, igualante, pláqueo, acuñado, de forma de varilla, de forma de disco, etc., pueden emplearse para describir cualitativamente las formas de las partículas de los sedimentos detríticos. La redondez de un grano clástico es la granularidad de sus bordes y esquinas (fig. 6-7). Según su grado de redondez, los granos pueden ser angulosos, subangulosos, subredondeados o redondeados. Aunque frecuentemente se les confunde, forma y redondez son geoméricamente distintas y no están fundamentalmente relacionadas. Los granos clásticos de la misma forma pueden tener grados variables de redondez, y aquellos de redondez semejante pueden tener varias formas. Los cristales de pirita cúbica son igualantes, por ejemplo, sea que

sus bordes sean marcadamente angulosos o que hayan sido redondeados por abrasión. Un prisma de hornblenda que era originalmente euhedral y marcadamente anguloso puede volverse bien redondeado sin perder su forma prismática general.

En un sedimento medio, la esfericidad o la forma y la redondez tienden a ser evidentes con las partículas más grandes, mientras que los granos clásticos de tamaño más pequeño que el de la arena raras veces muestran redondez apreciable. Por tanto, el *conglomerado* es una roca clástica de grano grueso compuesta por granos redondeados; una roca semejante que contiene granos angulosos es *brecha*. Entre las areniscas, la *gravilla* es un agregado de granos marcadamente angulosos, mientras que la *arenita* es un agregado de granos bien redondeados. El *ganister* es una arenisca cuarzosa que consta de granos angulosos cementados con materiales silíceos autigénicos.

TEXTURA NO CLÁSTICA

Los elementos de la textura de los sedimentos no clásticos tienen un significado diferente que los de las rocas clásticas. La redondez en los sedimentos clásticos es una función del desgaste de la partícula, pero puede no tener significado exacto alguno en los sedimentos no clásticos. Los cristales pueden estar dispuestos en una forma laminar o fibrosa, o bien pueden ser cristales voluminosos fuertes como los que se desarrollan por crecimiento normal a las paredes de una cavidad abierta, de modo que pueda estar presente la trama sedimentaria. Las texturas de las rocas no clásticas se forman por uno o más de los procesos siguientes, actuando solos o en combinación: 1) cristalización directa o reacción inorgánica entre las sales disueltas; 2) crecimiento de los cristales y agrandamiento dentro de un agregado, o 3) reemplazamiento, tal como la dolomitización y la silificación.

Una textura no clástica típica consiste en un conjunto de cristales entrelazados, como los que ostenta la sal gema, tanto, que no hay espacios porosos intergranulares visibles. A tal roca se la conoce comúnmente como *granular cristalina*. En la mayoría de los sedimentos químicos se produce por lo menos una recristalización parcial del precipitado original a consecuencia del aumento de la temperatura y la presión resultantes del entierro profundo. Las rocas resultantes pueden exhibir una *textura cristaloblastica*. Una *trama relict*a puede ser conservada por una condición previa de una roca, como, por ejemplo, en una roca recristalizada que todavía retiene demostraciones de una textura coloidal, o en una roca clástica recristalizada, en la cual el carácter fragmentario original se conserva en parte. Los efectos de la disolución durante la

recristalización, o diagénesis, son evidentes en muchas rocas que contienen minerales solubles en agua. Las *estilolitas* se consideran comúnmente como un resultado de la disolución al obrar sobre alguna superficie enterrada, a lo largo de la cual se quita el material soluble (véase la página 267).

Las texturas cristalinas no clásticas, cualquiera que sea el proceso que las origine, pueden constar de agregados en los cuales los granos son visibles a simple vista, de 0.2 mm de diámetro, o mayores. Estas pueden subdividirse aún en tipos de grano grueso > 5 mm, de grano mediano, 1 a 5 mm, y de grano fino < 1 mm. A continuación se presenta un resumen y una breve descripción de las texturas más importantes de las rocas sedimentarias no clásticas.

Amorfa. Las partículas son comúnmente del tamaño de la arcilla • de tamaño coloidal, no cristalinas. Ejemplos: pedernal masivo, lodo de cal, *caliza amorfa*.

Oolítica. Compuesta de pequeñas esferas o elipsoides, acreciones de agregados semejantes a huevos de peces (oolita), aproximadamente de 0.25 a 2.0 mm de diámetro. La estructura interna de las oolitas es concéntrica, radial, o ambas a la vez. Ejemplos: *caliza oolítica*, *oolita silícea*.

Pisolítica. Semejante a la oolítica, pero con cuerpos que tienen diámetros mayores de 2.0 mm. Ejemplos: pisolita fosfática, caliza pisolítica, pisolita algácea.

Esterulítica. Esferas con estructura radiada interna. Ejemplo: la esferulita de la calcedonia en los sedimentos calcáreos.

Sacaróide. Fina, equigranular. Ejemplos: caliza y dolomita sacaroides.

Porfiroblástica. Cristales más grandes empotrados en una pasta de grano fino. Ejemplo: mantos de yeso. (depósitos de yeso de Sweetwater, Texas).

crystaloblastica en granular profuso de lodo, recristalización parcial

ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS¹

Las estructuras de las rocas sedimentarias son aquellos caracteres distintivos mayores que se estudian mejor en el campo que en los ejemplares de mano. Dependen de las relaciones entre los agregados sedimentarios más bien que de las relaciones de grano a grano que determinan y regulan las peculiaridades de la textura.

Con excepción de las estilolitas y de las estructuras orgánicas, las estructuras de las rocas sedimentarias que se describen a continuación son de origen físico y deben su existencia principalmente a procesos

¹ Una descripción amplia de las estructuras de las rocas sedimentarias puede encontrarse en los libros de F. J. Pettijohn, páginas 157-228, 1957, y de J. M. Weller, *Stratigraphic Principles and Practice*, páginas 83-128, Harper & Brothers, Nueva York, 1960.

que obran durante la depositación sedimentaria o poco después de ella. En la formación de las estilolitas intervienen la depositación química, la nueva disposición, o la disolución que ocurre en los más de los casos después del depósito sedimentario, mientras que las estructuras orgánicas están relacionadas con las actividades o con los restos de organismos.

1. ESTRUCTURAS FÍSICAS

Estratificación

La característica por la cual se reconoce inmediatamente en el campo una roca sedimentaria es su disposición en capas o estratos. Un *estrato* es una capa individual de roca con espesor de 1 cm, o mayor, separada del estrato superior y del inferior por un cambio marcado de litología o por una separación física (plano de estratificación). Una *lámina* es semejante a un estrato, pero su espesor es menor de 1 cm.

Algunos depósitos de grano muy grueso son casi masivos o no estratificados, pero raras veces están completamente ausentes las trazas de una estratificación tosca. Los mantos o capas gruesos de una roca sedimentaria tienen comúnmente desde unos cuantos centímetros hasta varios metros de espesor. Entre los mantos gruesos hay muchas otras superficies de cohesión deficiente, a lo largo de las cuales puede separarse la roca en láminas delgadas; éstas son las láminas. La presencia de un plano de estratificación prominente marca por lo general una ligera interrupción de la depositación del sedimento. Los mantos de la serie de la arenisca frecuentemente están separados por divisiones delgadas de arcilla o de material micáceo.

La laminación de las rocas de grano fino puede originarse por la alternación de capas granulares con capas arcillosas o por el paralelismo de los granos planos y los minerales en hojuelas o escamosos. Muchas areniscas y pizarras (shales) muestran un tipo de laminación que es debido a la rápida alternación de materiales más gruesos y más finos.

La *fisibilidad* caracteriza a las pizarras (shales), que se dividen igualmente en capas delgadas de espesor uniforme, en contraste con el desconchamiento y astillado irregular de los mantos gruesos.

Estratificación gradual y estratificación ordinaria

La *estratificación gradual* tiene partículas cuyo tamaño va pasando gradualmente de gruesas a finas y de abajo hacia arriba en bandas o fajas de algunos metros de espesor que se repiten con gran regularidad en una formación. La estratificación gradual es evidentemente el resul-

tado de la sedimentación pulsatoria relativamente rápida bajo ambientes geológicos inestables, y es típico de algunas areniscas en secuencias geosinclinales.

Los mantos de gradación más perfecta se han originado por la depositación de partículas sedimentarias suspendidas en extensiones de agua tranquila, en donde las partículas más gruesas se asentaron rápidamente y fueron seguidas sucesivamente por material más y más fino.

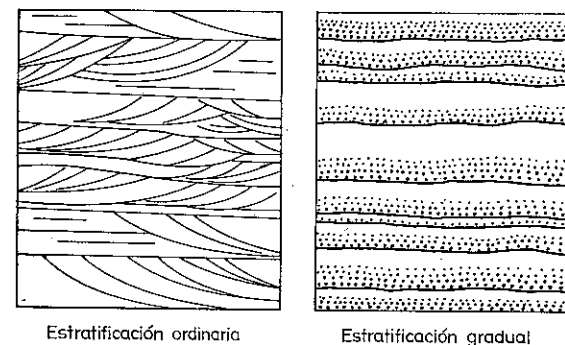


FIG. 6-8. Estratificación ordinaria y clasificada. (Según E. B. Bailey, Bull. Geol. Soc. Am., 1936.)

Las sucesiones de mantos clasificados pueden haberse originado por las alternaciones de sedimentaciones estacionales, por depósitos torrenciales que produjeron grandes cantidades de nuevos detritos provenientes de la tierra, por tempestades que removieron material de fondos no consolidados e interrumpieron la depositación continua, por sucesivos deslizamientos de tierra submarinos, y posiblemente por otras causas.

Algunos mantos graduados que comprenden grandes fragmentos de roca requieren una explicación diferente, porque tales materiales gruesos no pueden mantenerse en ninguna suspensión acuosa ordinaria. Las corrientes turbulentas son consideradas como el agente probablemente responsable de una gran parte de la estratificación clasificada. Se cree que tales corrientes se han originado por el hundimiento y derrumbe de grandes masas submarinas de sedimentos, causado por terremotos. Un sedimento puesto en movimiento de este modo puede ser revuelto con el agua para formar un fluido lodoso grueso y denso que acumule una cantidad de movimiento y fluya velozmente hacia abajo de lado a lado del fondo. Un fluido de esta clase es capaz de arrastrar guijarros y masas de roca contenidos en el sedimento desprendido. Las corrientes turbulentas proporcionan también una explicación de la ocurrencia de material grueso en depósitos formados en el fondo de mares profundos.

La *estratificación ordinaria* se encuentra en las areniscas extendidas y delgadas, y es indicativa de condiciones de depositación en aguas someras. La figura 6-8 enseña la distinción entre la estratificación clasificada y la estratificación ordinaria.

Estratificación cruzada

La estratificación cruzada es una característica común de muchas areniscas granulares, aunque mucho menos en las calizas y muy rara en las pizarras. Es una disposición de láminas transversal al plano de estratificación, en líneas rectas inclinadas o en formas cóncavas. Las laminaciones cruzadas tangenciales al plano inferior de estratificación y truncadas en su parte superior son características.

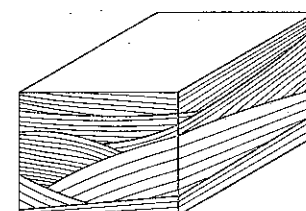
La estratificación cruzada consiste en *juegos* o sistemas de mantos que tienen forma parecida y son aproximadamente paralelos. Estos juegos pueden ser de extensión lateral considerable o bien tener la forma de lentes o cuñas locales. Son de espesor limitado y generalmente moderado, y están separados de otros sistemas por planos estratigráficos más persistentes que los que existen entre las capas individuales de estratificado cruzado.

Se han sugerido clasificaciones tanto descriptivas como supuestamente genéticas para la estratificación cruzada. Tres tipos se han descrito comúnmente de esta estratificación (fig. 6-9), pero no parecen ser particularmente útiles porque no hay una distinción bien definida entre los distintos tipos. Estas estructuras se ven mejor en sección transversal, pero la misma estructura puede presentar dibujos notablemente diferentes, dependiendo de la orientación de la exposición.

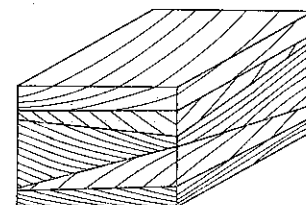
Aunque la estratificación cruzada resulta de la acción del agua y del viento, no siempre es posible distinguir los dos tipos. La estratificación cruzada eólica debe ser de mayor pendiente que la acuosa, por ser mayor el ángulo de reposo de la arena en el aire que en el agua. Las inclinaciones informadas son de alrededor de 40° como máximo, pero la mayoría son menores de 25°. Si los sedimentos han sido compactados, como lo han sido las dunas de arena congelada en Monument Valley, Arizona, y otros estados, la inclinación es reducida. La estratificación cruzada eólica tiende a ser más irregular que la acuosa en cuanto a la forma de sus sistemas y al sentido de la dirección de su inclinación, a causa de la gran variabilidad de los vientos. Los sistemas regulares con superficies paralelas y mantos con buzamiento constante en una dirección y sentido son acuosos.

Los movimientos de la corteza, como levantamiento, hundimiento, inclinación y plegamiento, han alterado la posición inicial de las super-

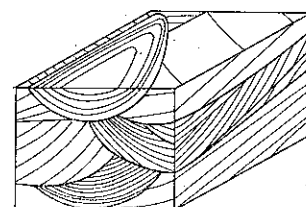
ficies sedimentarias después del depósito de sedimentos. El cambio rápido de las condiciones locales asociado con el transporte por corriente y la depositación son probabilidades para el desarrollo de capas con estratificación y buzamiento irregulares que varían considerablemente tanto en inclinación como en la dirección de ésta dentro de áreas pe-



ESTRATIFICACION CRUZADA SIMPLE
Las superficies inferiores de unión de los sistemas son superficies - no erosionales



ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR
Las superficies inferiores de unión de los sistemas son superficies planas de erosión



ESTRATIFICACION CRUZADA CONCAVA O DE CAZO
Las superficies inferiores de unión de los sistemas son superficies curvas de erosión

FIG. 6-9. Tres tipos de estratificación cruzada que se describen comúnmente. (Según E. D. McKee y G. W. Weir, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1953.)

queñas. Las discordancias secundarias o estratos discordantes se desarrollan si ocurren alternadamente la depositación y la erosión. La estratificación cruzada representa entonces la verdadera estratificación que ha resultado de la depositación sedimentaria interrumpida o variable sobre superficies inclinadas.

Varves

Los depósitos lacustres abundan en las áreas glaciales. En el invierno, los lagos se congelan por encima. Durante este quieto período, las partículas de arcilla suspendidas que se encuentran debajo del hielo,

junto con la fina materia algácea que se ha acumulado durante el verano, se asientan lentamente en el fondo como una capa oscura de grano fino. En la primavera, la mayoría de los lagos glaciales están casi limpios. La capa veraniega de depósito es de grano más grueso y consiste principalmente en fragmentos de roca, mientras que la capa del invierno es de grano más fino y es más rica en materia orgánica. Tales ciclos son comunes en muchos depósitos glacio-lacustres y exhiben la característica estratificación doble. Estas láminas delgadas de material

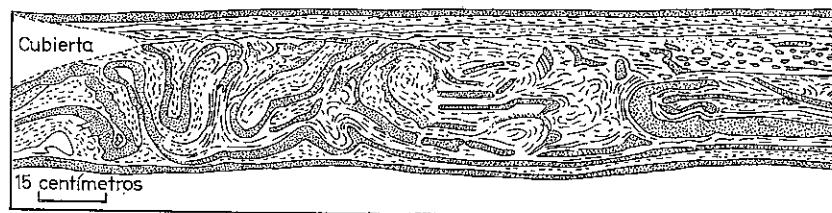


FIG. 6-10. Esquema de la estructura de hundimiento observada en el esquisto arcilloso de guija (Plioceno) del condado de Ventura, en California. (Según J. C. Crowell, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1957.)

alternadamente fino y grueso, cada par de las cuales representa el depósito formado en un solo año, reciben el nombre de varves (voz sueca, depósito estacional). La doble faja tiene por lo general sólo una fracción de centímetro de espesor, pero algunos pares tienen varias veces este espesor.

Estratificación contorsionada y hundida

En muchas formaciones de roca se han observado contorsiones e irregularidades en las que se ven comprendidos estratos delgados de sedimentos lodosos situados entre los tipos de rocas contrastantes. Estas han atraído atención considerable a causa de sus texturas peculiares y sus relaciones anómalas con respecto a los estratos tanto suprayacentes como subyacentes no perturbados.

El plegamiento y el hundimiento de los sedimentos blandos son comunes en muchas rocas sedimentarias. Son estructuras posteriores a la depositación. El plegamiento es prominente en las secuencias de mantos delgados de arena-pizarra. El plegamiento está limitado a una sola capa de limolita o de arenisca y fue producido por una corriente o derrame ocurrido dentro del estrato.

El plegamiento complejo de escala pequeña a mediana, sugestivo de compresión lateral, puede marcar un hundimiento moderado de

sedimentos no consolidados en gran parte, generalmente en un ambiente subacuoso (fig. 6-10). El hundimiento puede afectar solamente a las capas delgadas o a las grandes masas de sedimentos plásticos. En el último caso pueden quedar destruidos todos los rasgos de estratificación, y los fragmentos y bloques de roca provenientes de capas más consolidadas pueden quedar movidos y dispersos en la masa perturbada.

Se sabe que el hundimiento tiene lugar a ángulos menores de cinco grados. Las pendientes fuertes de los flancos de los arrecifes o el pie

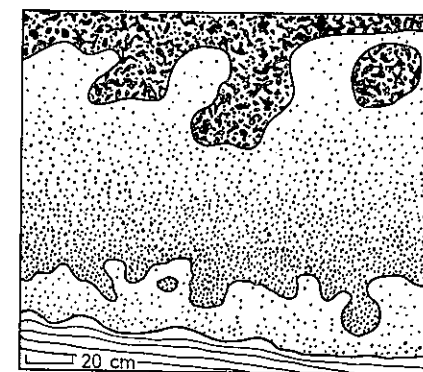


FIG. 6-11. Improntas de carga, desarrolladas por el asentamiento irregular de la arena en un manto subyacente de fango laminado no consolidado. Obsérvense las improntas de carga en tres mantos sucesivos; su tamaño aumenta con el tamaño del grano. Plioceno Medio, Santa Paula Creek, Ventura, California. (Según P. H. Kuenen, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 1953.)

de las montañas proporcionan lugares de reposo inestables para el material, y la carga o sobrecarga desiguales de tales depósitos es casi seguro que ocasione finalmente el hundimiento.

Las señales de los procesos de trituración y de hundimiento en escala más bien grande han sido descritas en muchos lugares. Estas estructuras parecen ser producidas por el movimiento real pendiente abajo de mantos más aptos. Son semejantes a las señales de trituración y hundimiento intra-estratal de muchas arcillas varvesias. Aunque el plegamiento es intenso y de tipo reclinado, las capas mantienen su continuidad y no aparecen interrumpidas.

Improntas de carga

Las superficies laminadas y onduladas de la parte inferior de ciertas rocas sedimentarias clásticas como la arenisca o la limolita, se describen como *improntas de carga*. Estas se desarrollan en el contacto entre las

rocas suprayacentes y la arcilla subyacente, y muestran algunas complicadas inclusiones o penetraciones de la roca suprayacente en la arcilla o lodo (fig. 6-11). La arcilla altamente porosa es menos densa que la arena o fango suprayacentes, y la distribución desigual de la carga hace que la roca suprayacente se hunda desigualmente en su manto plástico que le sirve de asiento. A medida que es expulsada el agua, se compacta la arcilla en forma progresiva y sufre aún más distorsiones debajo de la menos plástica roca suprayacente.

Las estructuras de esta clase propenden a desarrollarse especialmente en los sedimentos detríticos depositados rápidamente. Se han descrito otras estructuras semejantes entre las arenas suprayacentes y el lignito en los campos carboníferos, en los que las areniscas se depositaron mientras el material de plantas situado abajo estaba aún turboso.

Diques clásticos

La inyección de los diques clásticos, especialmente de los diques de arenisca, en rocas sedimentarias y de otras clases, es un rasgo característico de ciertos conjuntos sedimentarios. Los diques de arenisca son, como su nombre lo indica, masas de arenisca de forma tabular o semejante a la de los diques, que exhiben relaciones discordantes con respecto a la estratificación de las rocas que cortan. Típicos de tales estructuras son los diques de arenisca del área South Platte, Colorado, y los diques de areniscas Woodbine, del condado McLennan, en Texas. La deformación de las rocas de las paredes cercanas a algunos diques, y las lenguas de dique o apófisis y sills afines paralelos a la estratificación, indican una inyección forzada del relleno del dique. La asociación de los diques clásticos con las estructuras de asentamiento o hundimiento, las brechas intraformacionales y otros rasgos distintivos sugieren perturbación de los estratos. Los diques y las estructuras asociadas indican una facies y un medio ambiente de sedimentación particulares; a saber: las condiciones inestables de la sedimentación geosinclinal.

2. ESTRUCTURAS QUÍMICAS

Las *estilolitas* son como suturas sismográficas y excesivamente irregulares que se observan mejor en la sección transversal de una formación de roca. Las hay en la superficie o dentro de algunos estratos de nódulos y pedernal, pero abundan en las calizas y dolomitas.

Las superficies estilolíticas se extienden generalmente y parecen corresponder a planos o lechos de junta horizontales o de muy suave inclinación. Sin embargo, en algunos casos, como en la caliza Penery de

la formación del Bell Canyon (Permiano) en las montañas de Guadalupe del oeste de Texas, J. K. Rigby describe muchas estilolitas que cortan transversalmente la estratificación. En las paredes del McKittrick Canyon observaron estilolitas tanto horizontales como verticales.

Las estilolitas han sido producidas por disolución diferencial a lo largo de los planos de lecho y las juntas de fractura, y se desarrollan en respuesta a la presión. La mayoría de las estilolitas deben su existencia a la disolución en roca sólida. Las pruebas en apoyo de esta teoría son: primero, la ocurrencia abundante y el buen desarrollo solamente en rocas solubles; segundo, la transección de oolitas y fósiles, partes de los cuales han sido destruidos; y tercero, la ocurrencia a lo largo de fracturas y juntas transversales a la estratificación.

Las estilolitas se desarrollan mejor en las rocas de carbonatos. La disolución total evidenciada por las estilolitas es grande y el espesor de algunas formaciones de caliza ha sido reducido en 25 por ciento. La disolución responsable del desarrollo de las estilolitas ocurre en ambos lados de un plano. Dicha disolución puede ser activa en cualquiera de los dos lados del plano. A medida que progresa, produce recesos y salientes complementarios y la penetración de cada estrato por las columnas del otro. El residuo insoluble que queda después de la disolución constituye la película arcillosa que comúnmente yace a lo largo de la superficie estilolítica.

Otras estructuras químicas secundarias comprenden concreciones, septarias, formaciones de conos concéntricos y geodas. El término *concreción* se refiere a los cuerpos redondeados de origen inorgánico, formados por sílice, calcita, sulfuros y una variedad de otros minerales. Son de composiciones diferentes y generalmente son más resistentes al intemperismo que sus rocas encajonantes. Las *septarias* son concreciones de composición pizarrosa que se caracterizan por la presencia de grietas irregulares de tensión interna, resultantes de la deshidratación del material en un estado coloidal. Las grietas están rellenas de carbonatos cristalizados toscamente. La formación de *conos concéntricos* es producida por el desarrollo de columnas irregulares de forma cónica. Es un tipo de estructura de cizalleo. Las *geodas* son cuerpos esféricos huecos, típicamente revestidos de cristales de cuarzo y de otros minerales, salientes hacia su interior. Se encuentran en la caliza y en otros sedimentos, y se han desarrollado por dilatación.

3. ESTRUCTURAS ORGÁNICAS.

Los fósiles son estructuras orgánicas típicas. Ellos están entre los elementos más importantes para la interpretación de la edad de una

formación de roca y de sus condiciones de deposición. Las *biohermas* y las *biostromas* se forman en condiciones de vida prolífica. Estas estructuras se describen en el capítulo siguiente bajo el título de Rocas sedimentarias de carbonatos.

TAMAÑO Y FORMA DE LOS CUERPOS SEDIMENTARIOS

Las rocas que se encuentran sobre la superficie de la Tierra son en su mayor parte sedimentarias (tabla 6-1). Esta situación es el resultado

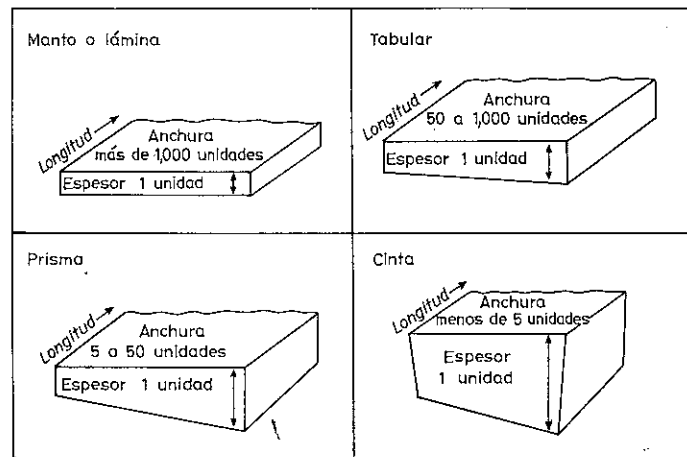


FIG. 6-12. Formas de los cuerpos sedimentarios. (Adaptada de P. D. Krynine, J. Geol., 1948.)

de procesos geológicos fundamentales para la acumulación y conservación de las rocas sedimentarias. La erosión de las corrientes tiene como resultado el transporte de los fragmentos de roca a los océanos. En las regiones de las costas y de las aguas someras de las márgenes, tiene lugar una reclasificación, entremezclamiento y redeposición. El diastrofismo, es decir, la elevación y descenso relativos de segmentos localizados de la corteza terrestre permite que se conserven los sedimentos.

El hundimiento diastrófico en gran escala tiene lugar en tres segmentos principales de la tierra; a saber: las *plataformas continentales*, las *cuenclas* y los *geosinclinales*. Se sabe que el hundimiento tiene lugar a un régimen excepcionalmente lento y con notable uniformidad y que abarca áreas enormes de las plataformas continentales. A medida que estas planicies se hunden lentamente, se acumula una delgada capa de sedimentos en un largo período de hundimiento. El hundimiento en

las cuencas, hondonadas y depresiones es más rápido que el de las áreas de las planicies, y existen en ellas lugares con impresionantes acumulaciones de sedimentos. Los geosinclinales son regiones de hundimiento pronunciado en las cuales se vacían centenares de metros de sedimentos desprendidos por erosión de las masas elevadas de tierra adyacentes. Los sedimentos de los geosinclinales son fuentes de rocas metamórficas e ígneas (véase la figura 8-17) debido a que estas áreas finalmente sufren una elevación y constituyen los sitios de las grandes cadenas de plegamientos montañosos. El diastrofismo obra también para ocasionar tales levantamientos de las áreas hundidas. La elevación puede ser gradual, o bien puede ser rápida y de gran magnitud. Por los interminables procesos de depresión y elevación, las rocas sedimentarias son conservadas para establecer el registro geológico de gran parte de los continentes.

Los cuerpos de rocas sedimentarias así preservados pueden describirse como abanicos, deltas, láminas, mantos, lentes, cuñas y cintas. Krynine define cuatro tipos de cuerpos sedimentarios sobre la base de la relación entre el ancho (la extensión medida transversalmente al rumbo) y el espesor (fig. 6-12). Los *mantos* tienen una relación de ancho a espesor mayor de 1,000:1. Los cuerpos sedimentarios *tabulares* tienen una relación de ancho a espesor comprendida entre 50:1 y 1,000:1. Los *prismas* tienen una relación de ancho a espesor comprendida entre 5:1 y 50:1. En las *cintas*, la relación de ancho a espesor es menor de 5:1 y puede ser tan pequeña como 1:1.

Los mantos son comúnmente delgadas láminas de sedimentos relativamente difundidas, como la pizarra de Chattanooga y la arenisca de St. Peter. Las rocas sedimentarias en un geosinclinal tienen en conjunto la forma de un prisma, en el cual las masas individuales de sedimentos, como las de arenisca y arcosa, son típicamente cuerpos tabulares. Los grandes depósitos de arcosa a lo largo de la Front Range, de Colorado, la arcosa Fountain, son de tipo prismático. Las cintas son cuerpos de arenisca lineales, relativamente angostos, como las arenas Bartlesville y Ceres, de Oklahoma; la arena Sallyards, de Kansas, y la arena Silversville, de Pensilvania.

La forma de los cuerpos sedimentarios es independiente de su tamaño. Siguiendo a Krynine, los cuerpos sedimentarios con un volumen total de más de 2,000 kilómetros cúbicos se designan como grandes, los de volumen comprendido entre 4 y 2,000 kilómetros cúbicos se designan como medianos, y aquellos cuyos volúmenes son inferiores a 4 kilómetros cúbicos se clasifican como pequeños.

Clasificación y descripción de las rocas sedimentarias

CLASIFICACION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

CONSIDERACIONES GENERALES

Cualquiera consideración de las rocas sedimentarias abarca su clasificación. Como sucede con la mayoría de las rocas, tal tarea es delicada a causa de la gradación que se observa de una forma de sedimentos a otra y de la mezcla de materiales de distinta composición, origen y deposición por agentes diferentes. Sin embargo, es imprescindible tener alguna clasificación, aunque no sea por otra razón que la de la propia conveniencia.

Las propiedades de las rocas sedimentarias proporcionan una base para su clasificación atendiendo a las semejanzas en su forma de origen, su trama, su composición y otras características. Hace muchos años, A. W. Grabau dividió a las rocas en dos amplios tipos, las *endogenéticas* y las *exogenéticas*, cristalizando las primeras a partir de una disolución y formándose las segundas a partir de los productos del intemperismo y la erosión. Las rocas endogenéticas eran subdivididas en atmogénicas, las depositadas desde la atmósfera, es decir, la nieve y el hielo; hidrogénicas, las precipitadas del agua; biogénicas, las precipitadas a partir de material orgánico, y pirogénicas, las formadas por la acumulación de rocas ígneas y de acciones ígneas. Los cuerpos hidrogénicos se denominaron según su composición, como salinos, calcáreos, ferruginosos y carbonáceos. A las rocas exogenéticas las clasificó Grabau, atendiendo a su origen, en piroclásticas, como las tobas y aglomerados volcánicos; auto-

clásticas, como las morrenas glaciares y las brechas tectónicas; atmoclásticas, como los depósitos residuales; anemoclásticas, como los depósitos sopladados por el viento; hidroclásticas, las formadas por el agua, y bioclásticas, las formadas por actividad orgánica. Los sedimentos clásticos fueron clasificados según su tamaño como ruditas, rocas de grano grueso; arenitas, de grano mediano, y lutitas, de grano fino.

Otras clasificaciones comprenden los agrupamientos descriptivos que están basados en las peculiaridades de textura de los sedimentos o en su composición mineralógica. Las clasificaciones genéticas, por otra parte, están basadas en el medio de transporte y deposición, como el hielo, el agua y el viento; en los procesos de deposición, mecánicos y químicos, y en el ambiente de deposición, marítimo y continental.

La clasificación de los sedimentos sería incompleta si no se hiciera mención del control tectónico de la sedimentación o de las facies sedimentarias. Se reconocen tres facies: la facies de las cuencas y plataformas continentales, caracterizada por sus areniscas y calizas maduras; la facies de los cinturones geosinclinales, representada por las *grauwackas*, y las facies postorogénicas de acumulación, representada por las arcosas. Otros conceptos semejantes están comprendidos en los bien establecidos términos europeos, *Flysch* y *Molasa*. El primero corresponde toscamente a la facies de *grauwacka* geosinclinal y el segundo a la facies arcósica postorogénica. Estos términos son útiles en un sentido general, por el hecho de que las sucesiones sedimentarias son de paso gradual y exhiben mezclas de las diferentes facies, con formaciones de *grauwackas* jóvenes en acumulaciones deltaicas y en un ambiente predominantemente de cuenca continental, y las areniscas y calizas en formaciones temporales en un eugeosinclinal (fig. 8-17).¹

Por razones de simplicidad, se han distinguido en el capítulo anterior dos amplias clases de rocas sedimentarias. Ellas son las clásticas y las no clásticas. Las primeras son acumulaciones mecánicas de fragmentos de mineral y roca, mientras que las segundas son las depositadas por medios químicos o bioquímicos. La tabla 7-1 presenta una clasificación de las rocas sedimentarias basada en las dos amplias formas de origen; a saber: la mecánica y la bioquímica, entrelazada con otras características de composición y textura, proporcionando así un sistema de clasificación que abarca los rasgos notables descriptivos y los aspectos genéticos extensos.

EL TETRAEDRO FUNDAMENTAL

La mayoría de las rocas sedimentarias son mezclas de componentes clásticos y no clásticos. Por ejemplo, la mayoría de las areniscas contie-

¹ Véase W. W. Morehouse, pág. 335, 1959, y F. J. Pettijohn, págs. 229-242, 1957.

Clasificación y descripción de las rocas sedimentarias

CLASIFICACION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

CONSIDERACIONES GENERALES

Cualquiera consideración de las rocas sedimentarias abarca su clasificación. Como sucede con la mayoría de las rocas, tal tarea es delicada a causa de la gradación que se observa de una forma de sedimentos a otra y de la mezcla de materiales de distinta composición, origen y deposición por agentes diferentes. Sin embargo, es imprescindible tener alguna clasificación, aunque no sea por otra razón que la de la propia conveniencia.

Las propiedades de las rocas sedimentarias proporcionan una base para su clasificación atendiendo a las semejanzas en su forma de origen, su trama, su composición y otras características. Hace muchos años, A. W. Grabau dividió a las rocas en dos amplios tipos, las *endogenéticas* y las *exogenéticas*, cristalizando las primeras a partir de una disolución y formándose las segundas a partir de los productos del intemperismo y la erosión. Las rocas endogenéticas eran subdivididas en atmogénicas, las depositadas desde la atmósfera, es decir, la nieve y el hielo; hidrogénicas, las precipitadas del agua; biogénicas, las precipitadas a partir de material orgánico, y pirogénicas, las formadas por la acumulación de rocas ígneas y de acciones ígneas. Los cuerpos hidrogénicos se denominaron según su composición, como salinos, calcáreos, ferruginosos y carbonáceos. A las rocas exogenéticas las clasificó Grabau, atendiendo a su origen, en piroclásticas, como las tobas y aglomerados volcánicos; auto-

clásticas, como las morrenas glaciares y las brechas tectónicas; atmoclásticas, como los depósitos residuales; anemoclásticas, como los depósitos sopladados por el viento; hidroclásticas, las formadas por el agua, y bioclásticas, las formadas por actividad orgánica. Los sedimentos clásticos fueron clasificados según su tamaño como ruditas, rocas de grano grueso; arenitas, de grano mediano, y lutitas, de grano fino.

Otras clasificaciones comprenden los agrupamientos descriptivos que están basados en las peculiaridades de textura de los sedimentos o en su composición mineralógica. Las clasificaciones genéticas, por otra parte, están basadas en el medio de transporte y deposición, como el hielo, el agua y el viento; en los procesos de deposición, mecánicos y químicos, y en el ambiente de deposición, marítimo y continental.

La clasificación de los sedimentos sería incompleta si no se hiciera mención del control tectónico de la sedimentación o de las facies sedimentarias. Se reconocen tres facies: la facies de las cuencas y plataformas continentales, caracterizada por sus areniscas y calizas maduras; la facies de los cinturones geosinclinales, representada por las *grauwackas*, y las facies postorogénicas de acumulación, representada por las *arcosas*. Otros conceptos semejantes están comprendidos en los bien establecidos términos europeos, *Flysch* y *Molasa*. El primero corresponde toscamente a la facies de *grauwacka* geosinclinal y el segundo a la facies arcósica postorogénica. Estos términos son útiles en un sentido general, por el hecho de que las sucesiones sedimentarias son de paso gradual y exhiben mezclas de las diferentes facies, con formaciones de *grauwackas* jóvenes en acumulaciones deltaicas y en un ambiente predominantemente de cuenca continental, y las areniscas y calizas en formaciones temporales en un eugeosinclinal (fig. 8-17).¹

Por razones de simplicidad, se han distinguido en el capítulo anterior dos amplias clases de rocas sedimentarias. Ellas son las clásticas y las no clásticas. Las primeras son acumulaciones mecánicas de fragmentos de mineral y roca, mientras que las segundas son las depositadas por medios químicos o bioquímicos. La tabla 7-1 presenta una clasificación de las rocas sedimentarias basada en las dos amplias formas de origen; a saber: la mecánica y la bioquímica, entrelazada con otras características de composición y textura, proporcionando así un sistema de clasificación que abarca los rasgos notables descriptivos y los aspectos genéticos extensos.

EL TETRAEDRO FUNDAMENTAL

La mayoría de las rocas sedimentarias son mezclas de componentes clásticos y no clásticos. Por ejemplo, la mayoría de las areniscas contie-

¹ Véase W. W. Morehouse, pág. 335, 1959, y F. J. Pettijohn, págs. 229-242, 1957.

TABLA 7-1

CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

- Rocas sedimentarias clásticas
- Rocas determinadas por el tamaño y la forma de las partículas sedimentarias
(Formadas por medios mecánicos)
- Anemogénicas: precipitadas desde la atmósfera, es decir, por el viento
- Loess
- Arenisca desértica: arenas rodadas en el desierto cementadas
- Brecha desértica: fragmentos de los taludes detríticos del desierto cementados
- Tectonogénicas: el origen y la fragmentación son resultado de perturbaciones de la corteza
- Brecha de falla
- Brecha de plegamiento
- Brecha de colapso o derrumbe
- Conglomerado de intraformación: arrancado del sedimento durante su acumulación
- Brecha de intraformación
- Glaciogénicas: el hielo de los glaciares es un medio de transporte y deposición
- Arcilla várvida
- Morrena
- Tillita (conglomerado glaciar)
- Hidrogénesis: el agua es esencialmente un medio de transporte y de deposición
- Clásticas de grano grueso: 2-256 mm
- Conglomerado de cantos rodados: partículas de 256 mm de diámetro
- Conglomerado de guijarros: partículas de 64-256 mm
- Conglomerado de guija: partículas de 4-64 mm
- Conglomerado de gránulos: partículas de 2-4 mm
- Conglomerado y brecha basales
- Conglomerado en abanico; abanico aluvial o fragmentos de pie de monte petrificados
- Clásticas de grano mediano: 1/16-2 mm
- Areniscas
- Arenisca cuarzosa
- Arcosa
- Grauwacka
- Subgrauwacka
- Clásticas de grano fino: 1/256-1/16 mm
- Pizarra (shale)
- Marga
- Limolita
- Argilita
- Esquisto arcilloso
- Sedimentos tobáceos: fragmentos expulsados directamente de un volcán y arrastrados hasta la cuenca de deposición
- Arenisca tobácea
- Limolita tobácea
- Pizarra (shale) tobácea

TABLA 7-1 (Continuación)

- Rocas sedimentarias no clásticas
- Rocas determinadas por su composición química o mineralógica
(Formadas por medios químicos o bioquímicos)
- Carbonatos
- Caliza: puede ser orgánica, bioclástica, litográfica, afanítica, oolítica, cretosa, arcillosa y magnesiana
- Dolomita: puede ser cálcica
- Evaporitas
- Haluros: sal gema (de roca), silvita, carnalita, polihalita
- Sulfato: yeso de roca, anhidrita de roca, barita de roca
- Nitrato: Nitrato de sodio
- Borato: Bórax de roca
- Azufre de roca
- Sedimentos silíceos
- Pedernal (piedra córnea)
- Jasper
- Novaculita
- Porcelanita
- Diatomita
- Radiolarita
- Sedimentos ferruginosos
- Arena verde (arenisca glauconítica)
- Arenisca y pizarra hematíticas
- Caliza ferruginosa
- Ferrita arcillosa
- Rocas de sulfuros de hierro
- Rocas de carbonatos de hierro
- Sedimentos fosfáticos
- Caliza fosfática
- Pizarra fosfática
- Fosforita estratificada
- Fosforita residual
- Fosforita transportada
- Fosforita de hueso
- Fosforita insular o guano
- Sedimentos orgánicos
- Depósitos sapropélicos
- Pizarra carbonácea
- Pizarra bituminosa
- Turba
- Carbón mineral: lignito, subbituminoso, bituminoso, carbón de bujía, antracita
- Misceláneas
- Laterita
- Tierra rosa
- Bauxita
- Geyserita

TABLA 7-1 (Continuación)

Silcreto (cuarcita de superficie)
 Calcreto (*caliche* o costra calcítica)
 Travertina
 Toba
 Piedra de filtro u ónix de caverna
 Estalactita
 Estalagmita
 Columna

nen arcilla y material calcáreo mezclados; la mayoría de las calizas y dolomitas contienen fracciones arcillosas o arenosas, y la mayoría de las pizarras contienen carbonato, arena y elementos de fango. Esto puede expresarse usando un adjetivo calificativo como arena arcillosa o calcárea, caliza arenácea o arcillosa, y así sucesivamente. Los dos grupos principales de componentes, los clásticos y los no clásticos, comprenden a los miembros extremos clásticos (detríticos) y no clásticos (químicos) descritos en una sección anterior.

Es conveniente recordar que las bien marcadas especies de las clasificaciones hechas por el hombre sólo raras veces son adoptadas por las rocas representativas naturales. En las rocas sedimentarias, así como en las rocas ígneas y metamórficas, son comunes las gradaciones, y muchas rocas están comprendidas entre dos o más miembros extremos. Por esta razón, es conveniente señalar las relaciones entre los elementos constitutivos principales de los sedimentos por medio de diagramas triangulares. Las rocas con cuatro componentes pueden representarse por medio de un tetraedro, en el que cada una de las cuatro caras triangulares representa mezclas de tres componentes. Las mezclas más simples de dos componentes se representan por las aristas del tetraedro, y los sedimentos casi puros se representan por los cuatro vértices.

En la figura 7-1, al centro, se representa el *tetraedro fundamental de Pettijohn* mostrando los principales elementos constitutivos clásticos y no clásticos de los sedimentos. Los cuatro componentes más comunes, cuarzo, arcilla, carbonato y pedernal, ocupan los cuatro vértices del tetraedro, representando a la arenisca, la pizarra (shale), la caliza y los sedimentos silíceos formados químicamente. Cualquier sedimento que contiene más de 5 por ciento de estos cuatro miembros extremos se representa por un punto interior al tetraedro. Entre los sedimentos de los miembros extremos están las rocas de composición intermedia. Por ejemplo, la caliza arenácea y la arenisca calcárea se encuentran entre los vértices del carbonato y el cuarzo (fig. 7-1, superior izquierda), y la pizarra arenácea y la arenisca arcillosa se encuentran entre los vértices

de la arcilla y el cuarzo (inferior derecha). Las mezclas de estos miembros extremos son sistemas de dos componentes situados a lo largo de las aristas de los diagramas triangulares.

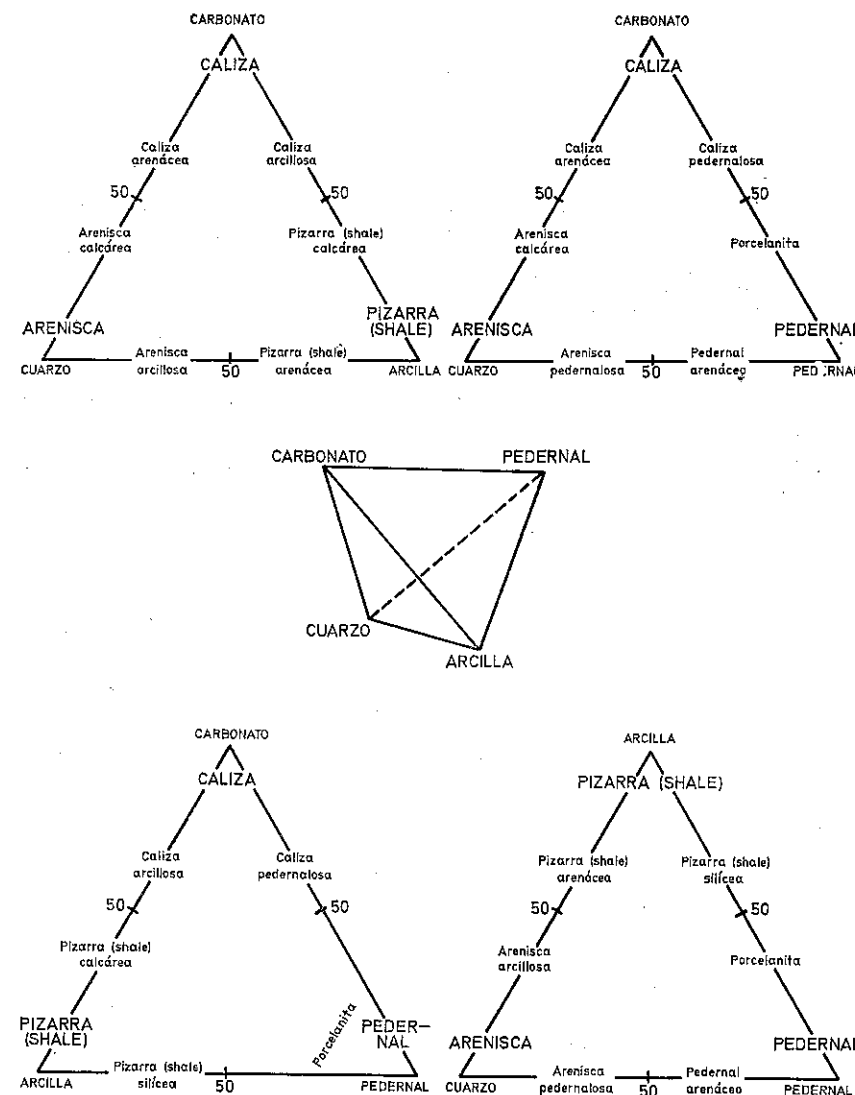


FIG. 7-1. Las cuatro caras del tetraedro fundamental (al centro) para la clasificación de las rocas sedimentarias, se muestran en detalle. (Según W. C. Krumbein y L. L. Sloss, "Stratigraphy and Sedimentation", W. H. Freeman & Co., San Francisco, California, 1955.)

Los estimativos visuales de la composición de un sedimento se expresan en función del porcentaje de los diversos miembros extremos minerales presentes. Una arenisca calcárea, pizarrosa, puede tener 70 por ciento de granos de cuarzo, 20 por ciento de carbonatos y 10 por ciento de minerales arcillosos. Estos porcentajes son transportados gráficamente a lo largo de los ejes del triángulo que bisecta al ángulo del vértice correspondiente, y se obtiene así un punto del diagrama. Tal punto representa la composición en función de los tres componentes.

En el tetraedro fundamental puede suceder que uno de sus miembros extremos se cambie por otro componente de modo de formar tetraedros adicionales. Por ejemplo, el tetraedro de la figura 7-1 puede tener su miembro extremo pedernal cambiado por materia orgánica o por sulfato. Así se desarrollan dos tetraedros para indicar los sistemas carbonato-cuarzo-arcilla-materia orgánica y carbonato-cuarzo-arcilla-sulfato, respectivamente. El tetraedro y sus caras triangulares derivadas pueden usarse para demostrar todas las mezclas posibles de composición entre las rocas sedimentarias. Además, los cuatro miembros extremos del tetraedro fundamental representan no solamente cuatro elementos constitutivos principales, sino también las peculiaridades de textura de los sedimentos. Por tanto, las rocas sedimentarias pueden estudiarse por la selección apropiada de los elementos de composición y textura de sus miembros extremos.

GUIA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

La mayoría de las rocas sedimentarias se componen de fragmentos variados de forma redondeada o angulosa conocidos como *clastos* más o menos cementados entre sí, y el nombre de la roca es determinado más por el tamaño y la forma de los clastos que por su composición. Estas son las rocas sedimentarias clásticas. Por otra parte, los nombres de las rocas sedimentarias densas, *no clásticas* y de textura cristalina, son determinados por su composición química o mineralógica.

Además de los minerales resistentes, como el cuarzo, el feldespato, la mica y otros, que se encuentran en las rocas ígneas o metamórficas, debe familiarizarse uno con la calcita, la dolomita, el ópalo, la calcedonia, la limonita, el yeso arcilloso, la anhidrita, la halita y quizá otros. Todos éstos son fáciles de identificar por simples pruebas de dureza, crucero, fractura, reacción con los ácidos y olor.

Las rocas sedimentarias, siendo por lo general mezclas en todas proporciones, son de carácter gradual y debe dárseles un adjetivo calificativo; por ello, frecuentemente se hace referencia a areniscas calcáreas,

calizas arcillosas, pizarras arenáceas, etc. Otras variedades útiles de composición, como pedernalosa, carbonácea, bituminosa, dolomítica, feldespática, ferruginosa, yesífera, micácea, fosfática y tobácea, se aplican con facilidad a la mayoría de los nombres de las rocas sedimentarias. Además se aplican los términos modificadores estructurales como masiva, laminada, várvida, estratificada en manto grueso, estratificada en manto delgado, de estratificación cruzada, fosilífera, concrecionada, oolítica y pisolítica.

La tabla 7-2 ha sido preparada de modo de hacer sencilla la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias, a la vez que satisfactoria. En dicha tabla aparecen tabuladas las rocas caracterizadas por las texturas clástica y no clástica, respectivamente.

La naturaleza de las texturas clástica y no clástica de las rocas sedimentarias ha sido completamente descrita. Aquí, el término *clástica* se aplica a la trama de cualquier agregado cuyo carácter fragmentario original sea claramente reconocible y cuya porosidad intergranular sea visible. Una textura no clástica típica consta de cristales entrelazados tan moldeados entre sí que tienen la apariencia de un mosaico; a esta textura se la denomina comúnmente *granular cristalina*.

Con la tabla 7-2 y el reconocimiento de las texturas clásticas y no clásticas, aparece sencillo el método de identificación de muchas rocas sedimentarias comunes.

Las rocas sedimentarias con textura clástica se encuentran en la parte superior de la tabla. Si las partículas de una roca tienen más de 2 mm de diámetro, la roca es de grano grueso. Puede tratarse de un conglomerado, una brecha, un fanglomerado o una tillita. Los rasgos de diagnóstico que se encuentran a la derecha de la tabla deben permitirle a uno identificar la roca de grano grueso en cuestión. Debe mencionarse que el fanglomerado puede confirmarse solamente en el campo con el fin de determinar si las partículas de grano grueso petrificadas son de un abanico aluvial o de depósitos de pie de monte; lo mismo debe hacerse también con la tillita glacial, en la cual las partículas de roca son característicamente estriadas. A un agregado compuesto principalmente de granos del tamaño de la arena, 1/16 a 2 mm, se le llama arenisca cuando está petrificado. Las cinco clases de arenisca anotadas en la tabla pueden ser determinadas por la composición, la madurez y la pureza; o bien examinando el grado de clasificación y redondez de las partículas. Si las partículas son más finas que la arena, pero más gruesas que la arcilla, 1/256 a 1/16 mm, la roca es un sedimento de grano fino. La determinación de los sedimentos de grano fino depende principalmente de las características de textura más bien que de la composición mineral, porque los minerales presentes son todos de grano

TABLA 7-2

TABLA PARA LA DETERMINACIÓN MACROSCÓPICA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Textura común	Componentes: Partículas de roca y minerales	Roca sedimentaria	Rasgos de diagnóstico
Clásticas: Rocas determinadas por el tamaño y la forma de las partículas	Ruditas 2- > 256 mm <i>psifib</i>	Conglomerado	Partículas en su mayoría subredondeadas a redondeadas
		Brecha	Partículas angulosas principalmente
		Fanglomerado	Fragmentos de pie de monte o abanicos aluviales petrificados
	Cualesquiera partículas de roca mezcladas con harina mineral	Tillita	Partículas de roca estriadas, prácticamente sin clasificar
	Arenitas 1/16-2 mm <i>psarnito</i>	Arenisca cuarzo- sa o arenita	Arenas bien clasificadas, maduras y limpias
	> 25% feldespato Feldespato de potasio o plagioclasa	Arcosa	Rojo a gris claro, deficientemente clasificadas, no maduras
	10-25% feldespato	Arenisca feldespática	Más madura que la arcosa
	Astillas de roca de basalto, pizarra (slate), riolita, pizarra (shale), etc.	Grauwacka	Fuertemente endurecida, tenaz, oscuro a gris verdoso, microbrecha
	> 25% cuarzo, minerales y astillas de roca	Subgrauwacka	Intermedia entre la arenisca cuarzosa y la grauwacka
	Lutitas 1/16- < 1/256 mm	Limolita	Intermedia entre la arenisca y la pizarra (shale)
No clásticas: Rocas determinadas por la composición química o mineralógica		Pizarra (shale)	Característicamente fisil
		Esquisto arcilloso	No plástico
		Argilita	Plástica cuando está mojada
	Densa, afanítica, de grano grueso, cristalina, porosa, de mosaico, oolítica	Caliza	Reacciona fácilmente con el HCl frío. Las calizas pueden ser orgánicas, bioclásticas, pedernalosas, arcillosas, yesosas
		Dolomita	No reacciona fácilmente con el HCl frío. Raramente presentan fósiles, tienden a ser de grano medio
	De grano fino	Creta	Blanco a gris claro, muy desmenuzable, fosilífera
		Marga	Gris claro, desmenuzable
	Densa, en fajas	Sílex, pedernal, (chert)	Abigarrada, dura, lustre mate a semivitreo, fractura concoidea
	Cristalina o masiva	Roca yesífera Roca anhidrita Sal gema	Evaporitas asociadas frecuentemente en el campo, los agregados de cristales son comunes
	Masiva o estratificada	Fosforita	Es necesario el ensayo químico para P_2O_5
	Amorfa, en capas, fajeada	Carbones: Lignito	Color pardo o café
		Bituminoso	Fractura prismática
		Antracita	Fractura concoidea

demasiado fino para permitir la identificación macroscópica. Entre las rocas de grano fino, la pizarra (shale) se caracteriza por su propiedad física única, a saber, la *hendibilidad* o *fisilidad*. La limolita o piedra de fango es la de grano más grueso entre las rocas de grano fino, y es enteramente carente de hendibilidad. La argilita y el esquisto arcilloso (de lodo o barro) están esencialmente constituidos por minerales arcillosos, son densos y de apariencia más o menos uniforme. Mientras que la argilita mojada es claramente plástica, la piedra de lodo no lo es, debido a la presencia de elementos barrosos.

Por otra parte, las rocas no clásticas son de textura claramente granular cristalina. Ellas están agrupadas en la parte inferior de la tabla. La mayoría de las rocas sedimentarias no clásticas o depositadas bioquímicamente son esencialmente monominerálicas. Entre las rocas no clásticas, las de carbonatos son, con ventaja, las más abundantes. La caliza está compuesta de calcita y debe reaccionar vigorosamente con el HCl diluido frío; si la reacción es débil, la caliza es dolomítica; si no tiene lugar ninguna reacción cuando se aplica el HCl diluido, la roca de carbonato es probablemente dolomita. La *creta* es una roca calcárea, pero su coherencia es tal que la roca es desmenuzable (friable). El pedernal o sílex (chert) está compuesto predominantemente por cuarzo criptocristalino y calcedonia de grano fino; se distingue por su dureza superior ($H = 7$) y su fractura concoidea. Las evaporitas comunes, como la roca yesífera, la roca anhidrita y la sal de roca (sal gema), pueden identificarse por su elemento mineral principal. Los diferentes carbones se reconocen por propiedades físicas de diagnóstico tales como el lustre, el color, la fractura, la dureza y la presencia o ausencia de fósiles de plantas; las observaciones dadas en la tabla pueden ser de valor en la identificación del carbón mineral.

Naturalmente muchas rocas sedimentarias, como la *diatomita*, la *fosforita*, etc., no están incluidas en la tabla; pero por el aprendizaje del procedimiento apropiado para la identificación de las rocas puede asignárseles un nombre provisional. Aunque la tabla y el procedimiento esbozados arriba simplifican la identificación de las rocas, es importante el conocimiento de la petrógenesis sedimentaria para la comprensión y la determinación de las rocas sedimentarias. Para este tema de vital importancia se remite al lector a las secciones siguientes.

DESCRIPCION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

LAS ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS

(Conglomerado, brecha, tillita, arenisca, pizarra [shale], etc.)

1. Rocas clásticas de grano grueso

El conglomerado, la brecha y la tillita son las rocas sedimentarias clásticas más típicas de grano grueso, formadas por partículas mayores de 2 mm de diámetro. A continuación se presenta una descripción de estas rocas.

CONGLOMERADOS

Composición, textura y variedades. Los conglomerados son guijas y gravas redondeadas consolidadas. Varían en composición con respecto a su tamaño, forma y clases de roca que constituye la porción más gruesa y el tipo de matriz. La mayoría de los conglomerados son de partículas deficientemente clasificadas, y se depositan en ambientes muy distintos.

Las gravas se dividen en gravas de depósito y gravas de atraso. Las primeras resultan de la acumulación de material grueso transportado, e indican el debilitamiento o pérdida de la fuerza de una corriente suficientemente poderosa para mover los fragmentos de roca más grandes. Las segundas son producidas por la acción del viento o el agua, que remueven el material fino y dejan atrás a las partículas más gruesas concentrándose sobre la superficie. Este tipo de grava registra la acción de la corriente incapaz de transportar la porción más gruesa de un depósito original. La mayoría de los conglomerados están compuestos por gravas de depósito.

Las guijas más comunes en los conglomerados son de rocas resistentes, tales como la cuarcita, el granito, el cuarzo de vetas y el pedernal. Las guijas de caliza son comunes en los conglomerados, pero los fósiles son raros o fragmentados y no pueden ser usados para indicar la edad del conglomerado. Las guijas de un conglomerado están generalmente bien graduadas, las más grandes debajo de las más pequeñas, y esto puede producir una estratificación tosca.

Muchos conglomerados tienden a ser litológicamente simples, como el conglomerado de pedernal, el conglomerado de caliza y el conglomerado de cuarzo. Estos son *conglomerados oligomícticos*. Las guijas de estos conglomerados están en los intervalos de tamaño fino a mediano, están bien clasificadas y bien redondeadas. La matriz está constituida comúnmente por una arena de cuarzo bien clasificada unida por ce-

mento calcáreo y silíceo. Tales conglomerados provienen de las gravas marítimas formadas de una área de playa transgresiva. Casi en todas partes de Norteamérica está marcado el Cámbrico inferior por unos cuantos decímetros de tales conglomerados. Son típicos de los conglomerados basales extensos y forman mantos delgados que pueden aflorar localmente. El conglomerado Lafayette, del oeste de Kentucky, y el conglomerado Brandywine, de Maryland, son gravas de tierras altas, constan casi totalmente de pedernal, cuarzo de vetas y cuarcita. Estos mantos delgados de conglomerados fueron los productos de depósito de las corrientes de los ríos Tennessee y Potomac, respectivamente, durante un ciclo antiguo de deposición aluvial. El bien conocido conglomerado de cuarzo Baraboo, de edad Huroniana, es típicamente oligomíctico.

En contraste están los *conglomerados polimícticos*, en los cuales las guijas están compuestas de una variedad de tipos de roca. La mayoría de los conglomerados del pasado pertenecen a este grupo. Forman una parte notable de la secuencia estratigráfica a la que pertenecen. Pueden ser basales o interstratificados a diversos horizontes.

Aunque el tipo más común de conglomerados polimícticos es una mezcla de guijas o gravas de rocas plutónicas, extrusivas, sedimentarias y metamórficas, en muchos casos predomina un tipo de gravas. Característicos de los conglomerados polimícticos son su naturaleza tosca, el gran número de grados existentes en los depósitos bastos y el carácter polimódico de las gravas. Aunque son comunes los cantos rodados de varios decímetros y aun de varios metros de diámetro, el tamaño medio raras veces sobrepasa a los 25 cm. La clasificación varía de regular a deficiente, según que los intersticios de los depósitos estén rellenos por materiales granulares o arenosos no clasificados. En general, el redondeado de las gravas varía también de regular a bueno, aunque en ocasiones es muy deficiente, y la roca puede describirse como *brecha*. El redondeado de los cantos rodados más grandes o de los guijarros contrasta fuertemente con el muy deficiente redondeado exhibido por los gránulos y arenas asociados.

Los *fanglomerados* son típicamente polimícticos. Son conglomerados de fragmentos gruesos acumulados en abanicos aluviales en donde la fuerte pendiente de una corriente montañosa es retenida bruscamente, y todas las partículas de roca que lleva en suspensión son dejadas caer en las áreas del pie de las montañas. Tales depósitos son naturalmente no estratificados, deficientemente clasificados y litológicamente complejos. La matriz está formada por cuarzo, feldespato, partículas de roca de grano fino y los productos de alteración clorita, sericita y caolinita. Otros conglomerados deficientemente clasificados y litológicamente complejos se presentan asociados con estratificación gradual a la arenisca

masiva y a la pizarra (shale) guijarrosa. La matriz de los conglomerados consta de arena, fango y arcilla; son prominentes el cuarzo, el feldespato y la clorita. El conglomerado de grauwacka Ogishke de edad Arcaica, en la región del lago Superior, es un ejemplo típico. Otros ejemplos son el conglomerado del río Wood, de edad Pensilvaniana, en Idaho, el conglomerado del río Price, de edad Cretácica, en la meseta Wasatch, de Utah, y el conglomerado Poway, de edad Eocénica, en el condado de San Diego, en California. Los conglomerados de tipo polimíctico son gruesos y de forma de cuña, y representan depósitos formados en las partes marginales de canales de hundimiento cercanos a los puntos de descarga de corrientes importantes que desaguan tierras altas y regiones que constituyen fuentes de material; muchos están relacionados con algún fallamiento contemporáneo o están asociados con él.

El conglomerado de intraformación o brecha representa acumulaciones formadas localmente, cuyos fragmentos son comúnmente de una sola composición litológica, angulosos o subredondeados, en una matriz de grano fino. Se encuentran muchos conglomerados de intraformación en las formaciones de caliza. En algunos estratos de caliza de asentamiento plano, por ejemplo, hay fragmentos de caliza delgados, de forma de placas, embutidos dentro de la roca, que dan como resultado conglomerados de intraformación. Esto se explica considerando que los fragmentos son arrancados de la caliza por la acción de las olas durante su formación. Los conglomerados de guijas de pizarra o de guijas planas son otro tipo de rocas de intraformación, formadas cuando capas delgadas de lodo petrificado han sido quebradas e incorporado en una matriz arenosa o fangosa a medida que continúa la depositación. La rotura del lodo petrificado se debe a la desecación y agrietamiento que tienen lugar al retirarse las aguas poco profundas y posteriormente volver a inundar el depósito. Los depósitos de intraformación pueden ser conglomerados o brechas, dependiendo de la redondez o angulosidad de los fragmentos.

Los conglomerados y brechas de intraformación son comunes y extendidos. Se encuentran en las calizas y dolomitas del más bajo Paleozoico de la región de los Apalaches. Un ejemplo excelente de conglomerado de guijas planas de gran extensión, se encuentra en la cima del Gros Ventre y en la base de la formación Gallatin (Cámbrico), en la parte occidental central de Wyoming. Los conglomerados de guijas planas de la caliza Muav (Cámbrico), del área del Grand Canyon, son evidentemente de naturaleza semejante.

Origen y significado geológico. La forma de las partículas redondeadas de un conglomerado depende del carácter de la roca de la cual se formaron. Los granitos masivos y otras rocas ígneas pueden dar guijas

casi esféricas, pero una pizarra (shale) o arenisca producirán partículas de caras planas paralelas a los planos de la estratificación. Como la redondez de las guijas es el resultado de la molienda prolongada que han sufrido, debe esperarse que sólo sobrevivan los fragmentos de las rocas más resistentes. Aunque el redondeado de las partículas de los conglomerados depende generalmente de la dureza de los fragmentos de roca y de la distancia que han recorrido, las excepciones las constituyen los materiales del tamaño de las gravas que son depositados directamente por el hielo de los glaciares, y las guijas de playa que sufren repetidas veces un movimiento hacia adelante y hacia atrás sin haber transporte real de consideración.

Las rocas que dieron origen a los conglomerados se identifican generalmente con mayor facilidad para el material más grueso que para la matriz más fina. Los ambientes de la depositación, en cambio, son indicados más claramente por la forma de los cuerpos de conglomerado y por los caracteres de la matriz de grano fino que por la porción más tosca y la clase de fragmentos de roca. La grava nerítica somera propende a ser delgada y discontinua, los depósitos de abanico aluvial pueden cubrir áreas considerables y acumularse para formar grandes espesores; los cuerpos lineales son indicativos de canales de corriente, playas y depósitos de barras.

Aunque muchos conglomerados marcan una interrupción de la sedimentación, otros no. Las guijas de origen local pueden indicar solamente una interrupción muy breve de la depositación. Las guijas de caliza en caliza registran probablemente una corta exposición a la acción de los agentes subaéreos. Muchas discordancias son cubiertas por conglomerados que forman la base de la formación; a estas rocas se las designa con frecuencia como conglomerados basales y se las cita comúnmente como evidencia de hiato o fractura estratigráfica.

BRECHAS

Definición y variedades. La brecha se distingue del conglomerado por la presencia de una gran proporción de partículas de roca angulosas.

Las brechas de colapso son masas de roca fracturada que se originan por el colapso o desprendimiento del techo de una caliza cavernosa o de cualquiera abertura de disolución. La brecha de este tipo es litológicamente sencilla, pero contiene muchos fragmentos marcadamente angulosos. Por ejemplo, los afloramientos de yeso y caliza interestratificados pueden exhibir brecha de caliza formada por el desprendimiento de los mantos de caliza a medida que es lixiviado el yeso. Las brechas tectónicas producidas por fallamiento, plegamiento, intrusión u otras

fuerzas tectónicas se las denomina brechas de trituración, de fractura, de falla y de plegamiento. Las *brechas de falla* están asociadas con las fallas y se distinguen por sus relaciones de los cortes y por la presencia de fragmentos con caras de resbalamiento. Las *brechas de plegamiento* son el resultado del doblaje agudo de capas quebradizas de estratificación delgada, entre las cuales hay rocas poco resistentes. El pedernal (chert) y la pizarra (shale) interestratificados pueden formar brecha de plegamiento, y pasar a estratos no plegados. Las *brechas de milonita* (gr. *myle*, molino) se desarrollan sobre los planos de las fallas de bajo ángulo de empuje. Las rocas pueden estar tan pulverizadas a lo largo de los planos extremos de las fallas de empuje, que pasan gradualmente a *milonita* (Cap. 10, MILONITAS), que es una roca metamórfica.

Significado geológico. Por la descripción anterior se ve claramente que el término brecha lleva consigo implicaciones de origen tectónico. Algunas brechas, sin embargo, son sedimentarias, como las que ocurren en los depósitos en talud y las brechas de intraformación. Otras aún son de origen piroclástico. Estas pueden considerarse como clases especiales de conglomerado que se han acumulado muy cerca de las áreas de origen. Si fueran transportadas y sufrieran un arrastre prolongado, pasarían en forma gradual a conglomerados más típicos.

El carácter general de la *brecha de intraformación* es casi lo mismo que de la contraparte del conglomerado antes descrita, excepto por la gran proporción de partículas angulosas. Los componentes son siempre de origen local y han sufrido poco o nada de transporte. Un tipo único de depósito de intraformación es la *brecha de caliza* que bordea a los arrecifes de caliza. Tiene fragmentos grandes y es de extensión más restringida. La estratificación inicial de pronunciada pendiente, la fuerte formación de brecha y la asociación con la estructura del arrecife hacen posible la identificación de este tipo.

TILLITAS

La morrena glaciar se clasifica como un conglomerado o brecha si contiene más de 10 por ciento de partículas de roca. El endurecimiento de la morrena glaciar produce la *tillita*, en la cual una parte de las partículas de roca incorporadas tienen un estriado característico. Aunque la tillita no es una roca común, merece una descripción más amplia por su extendida distribución en ciertas áreas y por su gran importancia como registro de un acontecimiento climatológico principal.

Quizá la característica más impresionante de la morrena y de la tillita es la gran proporción de matriz de grano fino carente de estructura, en la cual aparecen incorporadas, distribuidas en forma dispersa,

las partículas un tanto grandes de roca estriada. Aunque la morrena, como conjunto, parece ser un depósito caótico no estratificado, y es uno de los más deficientemente clasificados de todos los sedimentos, existe una gran tendencia por parte de los fragmentos de roca incorporados, a quedar con sus ejes más largos casi paralelos a la dirección que tuvo la corriente de hielo cuando se formó el depósito. La composición de la morrena y de la tillita es extremadamente variable. Pueden estar presentes todos los tipos de rocas. La matriz común de la tillita es de color gris oscuro a negro verdoso, y su composición se asemeja mucho a la de la *grauwacka*. Las tillitas más bajas de una secuencia descansan generalmente sobre un pavimento estriado, pero los horizontes más jóvenes pueden estar interestratificados con mantos glaciolacustres o fluvio-glaciales (depósitos de materiales aluviales deslavados fuera del cauce). Un elemento asociado de la mayor significación de las tillitas y morrenas es la arcilla várvida, caracterizada por sus notables laminaciones uniformes, que representan la depositación estacional de la arcilla en lagos de agua dulce quieta. La ocurrencia de bloques abundantes unidos a manera de balsa, en tamaños diferentes, que aparecen incorporados en los mantos várvidos, constituye la más conclusiva evidencia de la acción del hielo, solamente segunda en importancia, quizá, a las piedras estriadas de la tillita misma.

El significado geológico de la tillita es patente. Aunque sólo está relacionada concebiblemente con los glaciares alpinos locales, los extensos depósitos de tillita del pasado registran períodos de intensa y diseminada refrigeración. Las tillitas precámbricas son conocidas en muchas partes del mundo. La tillita Fern Creek, de Michigan; las tillitas Cowganda de la serie de cobalto de la era Huroniana, en Ontario y Quebec; las tillitas de Wasatch Range, de Utah, y las del norte de Europa y el suroeste de China, son ejemplos excelentes. De especial interés es la tillita de Gowganda, la cual se extiende sobre una área de varios miles de kilómetros cuadrados y ha dejado piedras estriadas, estando también asociada con arcilla várvida, que contiene bloques unidos a manera de balsa. La tillita cámbrica del sur de Australia y otras tillitas de la serie Adelaide, la tillita Dwyka de la edad Permo-Carbonífera, en el sur de África, y las tillitas carboníferas del Brasil, son quizá las más famosas.

2. Rocas clásticas de grano mediano

ARENISCAS

Composición, textura y variedades. Las areniscas son las más importantes y difundidas de las rocas clásticas sedimentarias de grano media-

fuerzas tectónicas se las denomina brechas de trituración, de fractura, de falla y de plegamiento. Las *brechas de falla* están asociadas con las fallas y se distinguen por sus relaciones de los cortes y por la presencia de fragmentos con caras de resbalamiento. Las *brechas de plegamiento* son el resultado del doblez agudo de capas quebradizas de estratificación delgada, entre las cuales hay rocas poco resistentes. El pedernal (chert) y la pizarra (shale) interestratificados pueden formar brecha de plegamiento, y pasar a estratos no plegados. Las *brechas de milonita* (gr. *myle*, molino) se desarrollan sobre los planos de las fallas de bajo ángulo de empuje. Las rocas pueden estar tan pulverizadas a lo largo de los planos extremos de las fallas de empuje, que pasan gradualmente a *milonita* (Cap. 10, MILONITAS), que es una roca metamórfica.

Significado geológico. Por la descripción anterior se ve claramente que el término brecha lleva consigo implicaciones de origen tectónico. Algunas brechas, sin embargo, son sedimentarias, como las que ocurren en los depósitos en talud y las brechas de intraformación. Otras aún son de origen piroclástico. Estas pueden considerarse como clases especiales de conglomerado que se han acumulado muy cerca de las áreas de origen. Si fueran transportadas y sufrieran un arrastre prolongado, pasarían en forma gradual a conglomerados más típicos.

El carácter general de la *brecha de intraformación* es casi lo mismo que de la contraparte del conglomerado antes descrita, excepto por la gran proporción de partículas angulosas. Los componentes son siempre de origen local y han sufrido poco o nada de transporte. Un tipo único de depósito de intraformación es la *brecha de caliza* que bordea a los arrecifes de caliza. Tiene fragmentos grandes y es de extensión más restringida. La estratificación inicial de pronunciada pendiente, la fuerte formación de brecha y la asociación con la estructura del arrecife hacen posible la identificación de este tipo.

TILLITAS

La morrena glaciar se clasifica como un conglomerado o brecha si contiene más de 10 por ciento de partículas de roca. El endurecimiento de la morrena glaciar produce la *tillita*, en la cual una parte de las partículas de roca incorporadas tienen un estriado característico. Aunque la tillita no es una roca común, merece una descripción más amplia por su extendida distribución en ciertas áreas y por su gran importancia como registro de un acontecimiento climatológico principal.

Quizá la característica más impresionante de la morrena y de la tillita es la gran proporción de matriz de grano fino carente de estructura, en la cual aparecen incorporadas, distribuidas en forma dispersa,

las partículas un tanto grandes de roca estriada. Aunque la morrena, como conjunto, parece ser un depósito caótico no estratificado, y es uno de los más deficientemente clasificados de todos los sedimentos, existe una gran tendencia por parte de los fragmentos de roca incorporados, a quedar con sus ejes más largos casi paralelos a la dirección que tuvo la corriente de hielo cuando se formó el depósito. La composición de la morrena y de la tillita es extremadamente variable. Pueden estar presentes todos los tipos de rocas. La matriz común de la tillita es de color gris oscuro a negro verdoso, y su composición se asemeja mucho a la de la *grauwacka*. Las tillitas más bajas de una secuencia descansan generalmente sobre un pavimento estriado, pero los horizontes más jóvenes pueden estar interestratificados con mantos glaciolacustres o fluvio-glaciales (depósitos de materiales aluviales deslavados fuera del cauce). Un elemento asociado de la mayor significación de las tillitas y morrenas es la arcilla várvida, caracterizada por sus notables laminaciones uniformes, que representan la depositación estacional de la arcilla en lagos de agua dulce quieta. La ocurrencia de bloques abundantes unidos a manera de balsa, en tamaños diferentes, que aparecen incorporados en los mantos várvidos, constituye la más conclusiva evidencia de la acción del hielo, solamente segunda en importancia, quizá, a las piedras estriadas de la tillita misma.

El significado geológico de la tillita es patente. Aunque sólo está relacionada concebiblemente con los glaciares alpinos locales, los extensos depósitos de tillita del pasado registran períodos de intensa y diseminada refrigeración. Las tillitas precámbricas son conocidas en muchas partes del mundo. La tillita Fern Creek, de Michigan; las tillitas Cowganda de la serie de cobalto de la era Huroniana, en Ontario y Quebec; las tillitas de Wasatch Range, de Utah, y las del norte de Europa y el suroeste de China, son ejemplos excelentes. De especial interés es la tillita de Gowganda, la cual se extiende sobre una área de varios miles de kilómetros cuadrados y ha dejado piedras estriadas, estando también asociada con arcilla várvida, que contiene bloques unidos a manera de balsa. La tillita cámbrica del sur de Australia y otras tillitas de la serie Adelaide, la tillita Dwyka de la edad Permo-Carbonífera, en el sur de Africa, y las tillitas carboníferas del Brasil, son quizá las más famosas.

2. Rocas clásticas de grano mediano

ARENISCAS

Composición, textura y variedades. Las areniscas son las más importantes y difundidas de las rocas clásticas sedimentarias de grano media-

no. Pasan al carácter de conglomerados cuando contienen unas cuantas guijas, y a pizarras (shale) blandas cuando contienen mucha arcilla (véase fig. 6-6). Se describen, por tanto, tomando como base su textura, como areniscas guijarrosas, fangosas o arcillosas. Las relaciones entre las areniscas se señalan en la figura 7-2. Las areniscas, especialmente las arenitas, las arcosas y las grauwickas, se encuentran entre las que sirven mejor para el diagnóstico de ciertos ambientes de origen. Por

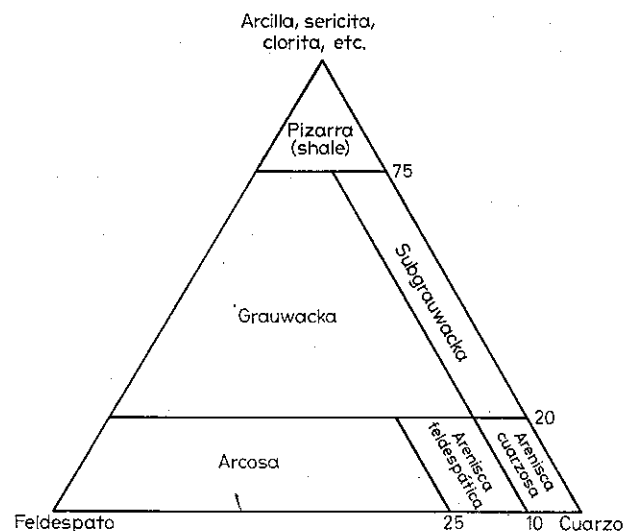


FIG. 7-2. Clasificación de la arenisca. (Por permiso de F. J. Pettijohn, 1961.)

esta razón han recibido mucha atención y estudio, pero no se ha llegado a un esquema de clasificación de las areniscas que sea aceptable para todas. En la tabla 7-3 se indica la composición química de los tipos comunes de areniscas. En la descripción de las areniscas se sigue en sus aspectos esenciales la organización de Pettijohn.

1. *Areniscas cuarzosas*. Esta arenisca es mineralógicamente sencilla, y contiene 90 por ciento, o más, de granos de arena de cuarzo detrítico. Los minerales accesorios típicos son las especies estables, como la turmalina, el granate, el zircón y el rutilo. Texturalmente, las areniscas son de grano uniforme a causa de su perfecta clasificación. Son arenas bien lavadas prácticamente libres de material arcilloso. Muchas de ellas son el resultado de dos o más ciclos de sedimentación, de modo que los granos de arena tienden a ser subredondeados o bien redondeados.

Las variedades de la arenisca cuarzosa se reconocen sobre la base de los minerales característicos asociados con el cuarzo dominante. La

arenisca tipo de este grupo es la *arenita* o *arenisca de cuarzo puro*, la cual contiene 95 por ciento, o más, de granos de cuarzo. Un mineral autigénico en muchas areniscas marítimas es la glauconita. Esta es esencialmente un silicato hidratado de hierro y potasio, y se presenta en forma de bolas verdes clásticas clasificadas con los granos de cuarzo produciendo la *arenisca de cuarzo-glauconita*. La muscovita es un mineral estable, y con 10 por ciento, o más, de hojuelas de muscovita gruesa, la arenisca se llama con toda propiedad *arenisca de cuarzo-muscovita*. Los óxidos férricos ocurren como recubrimientos de los granos de cuarzo y son comunes en la arenisca depositada en ambientes en los que las

TABLA 7-3
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ARENISCAS

Componente	Arenita		Arcosa		Gruauwacka		Subgrauwacka	
	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f	(7) ^g	(8) ^h
SiO ₂	93.13	99.58	75.57	76.37	64.7	68.1	76.84	65.0
TiO ₂	—	—	0.42	0.41	0.5	0.7	—	—
Al ₂ O ₃	3.86	0.31	11.38	10.63	14.8	15.4	11.76	9.6
Fe ₂ O ₃	0.11	1.20	0.82	2.12	1.5	3.4	0.55	1.6
FeO	0.54	—	1.63	1.22	3.9	3.4	2.88	1.1
MnO	—	—	0.05	0.25	0.1	0.2	—	—
MgO	0.25	0.10	0.72	0.23	2.2	1.8	1.39	0.4
CaO	0.19	0.14	1.69	1.30	3.1	2.3	0.70	10.1
Na ₂ O	—	0.10	2.45	1.84	3.1	2.6	2.57	2.1
K ₂ O	—	0.03	3.35	4.99	1.9	2.2	1.62	1.4
P ₂ O ₅	—	—	0.30	0.21	0.2	0.2	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0.4	—	—	—
CO ₂	—	—	0.51	0.54	1.3	—	—	6.9
H ₂ O+	—	—	1.06	—	2.4	—	1.87	0.8
H ₂ O—	1.43	0.03	0.05	0.83	0.7	2.1	—	0.2
Total	99.51	101.49	100.00	100.94	100.8	102.4	100.18	99.2

^a Berea (Misisipiano), N. W. Lord, analista, U. S. Geol. Survey Bull. 818, pág. 110, 1931.

^b Sioux (Precámbrico), S. Dakota, State Geol. Survey, Rept. Invest. N° 63, pág. 17, 1949.

^c Arcosa Torridoniana, promedio de 3 análisis; W. Q. Kennedy, Geol. Mag., vol. 88, pág. 258, 1951.

^d Promedio de 5 arcosas; F. J. Pettijohn, "Sedimentary Rocks", 2ª ed., Harper & Brothers, Nueva York, pág. 324, 1957.

^e Promedio de 23 grauwickas; F. J. Pettijohn, *ibid.*, pág. 307.

^f Promedio de 30 grauwickas; G. W. Tyrell, C. R. reunion intern. pour l'étude du Precambrian 1931, pág. 24-26, 1933.

^g Subgrauwacka de la pizarra (slate) Tyler (Precámbrico), cerca de Hurley, Wisconsin, H. N. Stokes, analista; J. S. Diller, U. S. Geol. Survey Bull. 150, pág. 87, 1898.

^h Arenisca Frio (Oligoceno), Seeligson Field, Texas, promedio de 10 análisis; R. H. Nanz, Jr., Bull. Assoc. Petrol. Geol., vol. 38, pág. 114, 1954.

condiciones climáticas favorecen la oxidación. Estos producen una *arenisca de cuarzo ferruginoso*, como en la formación Magdalena (Pensilvaniana) de Nuevo México. La *arenisca feldespática* contiene entre 10 y 25 por ciento de feldespato detrítico, principalmente feldespato de potasio, aunque la roca es menos feldespática, pero más madura, que la arcosa. Sin embargo, muchas areniscas feldespáticas están relacionadas con la arcosa y provienen de rocas de basamento cristalinas o de orígenes mixtos que pasan en forma gradual a subgrauwacka.

Las areniscas cuarzosas son comunes y muy difundidas, aunque la mayor parte de ellas parecen ocurrir en el Precámbrico Superior y en el Paleozoico Inferior. La formación huroniana de la playa norte del lago Hurón, contiene mucha arenisca cuarzosa. Las cuarcitas o arenitas Baraboo y Waterloo, de Wisconsin; la arenisca cuarzosa Barron del mismo Estado, y la arenisca cuarzosa Sioux, de Iowa, Minnesota, y Dakota del Sur, todas quizá de la misma edad (Precámbrica), son buenos ejemplos de areniscas cuarzosas. La formación Paleozoica más antigua de Norteamérica contiene areniscas cuarzosas en abundancia. La Postdam cámbrica, la St. Peter ordoviciana, la Tuscarora siluriana y la Oriskany devoniana, del este de los Estados Unidos, son ejemplos típicos y bien conocidos. La arenisca cretácica de Dakota y la triásica de la meseta del Colorado son depósitos de gran pureza. La arenisca de cuarzo ferruginoso ocurre comúnmente en asociación con mantos rojos en el suroeste, como en la formación Magdalena (Pensilvaniana) de Nuevo México.

2. *Arcosas*. Como puede verse en la tabla 7-4, las arcosas están formadas principalmente por feldespato y cuarzo. La cantidad de cuarzo generalmente sobrepasa a la de feldespato. El feldespato es en su mayor parte de la variedad potásica, incluyendo perthita, ortoclase, microclina y plagioclase sódica. Otros minerales forman de 5 a 15 por ciento de la roca y son principalmente micas y arcilla. El sedimento consta así esencialmente de aquellos minerales que provienen de rocas cuarzofeldespáticas de grano grueso, como granitos, gneis y esquistos de grado mediano a alto, que constituyen en su mayor parte el complejo del basamento precámbrico. Además del cuarzo y el feldespato, los fragmentos pétreos como la pizarra (slate), la filita y las rocas volcánicas pueden ocurrir en detritos arcóscos como componentes fortuitos y subordinados. Las arcosas son típicamente de grano grueso, quizá, en promedio, las de grano más grueso de la familia de las areniscas. Los granos de mineral son característicamente angulosos o subangulosos. Los colores rojo a rosa claro y el abundante contenido de feldespato de potasio caracterizan generalmente a la mayoría de las arcosas. Donde en la roca domina la plagioclase y los fragmentos líticos, la roca es gris. Tales

TABLA 7-4
COMPOSICIÓN MINERAL DE LAS ARCOSAS
(por ciento)

Mineral	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
Cuarzo	57	51	28	35	57	60
Microclina	24	30	64	59	35	34
Plagioclase	6	11	—	—	—	—
Micas	3	1	—	—	—	—
Arcilla	9	7	—	2	—	—
Carbonato	—	—	8	4	8	6
Otros	1	—	—	—	—	—
Total	100	100	100	100	100	100

^a Arcosa pálida (Triásico), Connecticut; P. D. Krynine, *Conn. State Geol. and Nat. Hist. Survey Bull.* 73, pág. 85, 1950.
^b Arcosa roja (Triásico), Connecticut; P. D. Krynine, *ibid.*
^c Portland (Triásico), Connecticut; G. Merrill, "Stone for Building and Decoration", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, pág. 420, 1891.
^d Rojo Viejo Inferior (Devoniano), Escocia; W. Mackie, *Proc. Edinburgh Geol. Soc.*, vol. 8, pág. 58, 1905.
^e Torridoniano (Precámbrico), Escocia; W. Mackie, *ibid.*
^f Esparagmita (Precámbrico), Noruega; T. F. W. Barth, *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 18, pág. 60, 1938.

arcosas no pueden distinguirse de la subgrauwacka excepto si se hace una determinación cuidadosa del feldespato presente y por medio del trabajo de campo. La matriz consta principalmente de óxidos de hierro, minerales arcillosos, clorita y fango fino.

Las arcosas basales son delgadas y manchadas, y son las de menor madurez; son areniscas deficientemente clasificadas, de carácter residual, y yacen directamente sobre las rocas cuarzofeldespáticas de las que provinieron. Estas rocas se ven como una masa de granito triturado, reconstruida por cementación de los granos quebrados o irregulares individuales de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca. Son comunes los ejemplos de arcosas basales tomadas del registro geológico. Unos cuantos decímetros de tal arcosa aparecen, por ejemplo, en la base de la arenisca La Motte (Cámbrico), de la región Ozark, en donde esta formación descansa sobre granito precámbrico.

Las arcosas basales representan un residuo feldespático ligeramente reelaborado. La introducción del mar sobre una tierra debajo de la cual hay rocas graníticas, da por resultado una reelaboración de la arcosa. La separación de las porciones más alteradas y finas deja un residuo feldespático que puede ser una arcosa o una subarcosa, dependiendo del contenido de feldespato. Ha habido controversia sobre el hecho de si la arcosa metamorfoseada es en verdad un sedimento arcóscico o un sedimento granitizado. Tal contacto entre el granito y la arcosa meta-

morfoseada suprayacente puede ser de carácter gradual, y si es verdaderamente sedimentario, la relación ha sido denominada por Pettijohn discordancia graduada.

Bien conocidos ejemplos de arcosa comprenden la formación Founttain de la edad Pensilvaniana; de Front Range, de Colorado; la arcosa de New Haven; la de Portland y otras arcosas de la serie Newark, de edad Triásica, en los estados orientales (EE. UU.), y muchas de las areniscas de edad Keweenawana, en la región del lago Superior. Gran parte de la arenisca "Old Red" ("Rojo Viejo") (Devoniana) de la Gran Bretaña es también arcosa.

3. *Grauwackas*. El término grauwacka se aplicó por primera vez a las rocas de las montañas Harz, de Alemania. Las rocas son agregados de fragmentos marcadamente angulosos de todos los tamaños comprendidos entre la arena y la grava fina y los materiales arcillosos. Las grauwackas típicas se describen con toda propiedad como *microbrechas*. La mayoría de las grauwackas son característicamente de color gris o gris verdoso, por lo general bien cementadas, y contienen fragmentos del tamaño de la arena, provenientes de una gran variedad de rocas. El basalto, la pizarra (slate), la felsita, la riolita, el esquisto y la caliza son elementos componentes abundantes y se presentan íntimamente mezclados con los granos cuarzofeldespáticos. La matriz consta principalmente de minerales arcillosos, óxidos de hierro, clorita, pedernal y micas. La tabla 7-5 muestra la composición mineralógica de la grauwacka.

Algunas grauwackas se caracterizan por la preponderancia de un grupo de materiales, pero lo más común es que las grauwackas tengan una composición mixta, y por lo tanto un origen mixto. Como se señala en la tabla 7-5, la grauwacka media es principalmente cuarzo y feldespato, y como la arcosa, se deriva primordialmente de las rocas plutónicas silíceas. Tiene, además, algunos materiales de origen sedimentario y metamórfico. Para aquellas grauwackas en las que el feldespato sobrepasa a los fragmentos de roca, puede usarse el calificativo de *grauwacka feldespática*. Sin embargo, algunas grauwackas son pobres en cuarzo, pero contienen minerales máficos y fragmentos de roca ígnea. Algunas de éstas, como las grauwackas de Papua, del Mioceno (tabla 7-5, col. 5), están contaminadas indudablemente con tobas máficas o se derivan de éstas. Tales grauwackas pueden pasar en forma gradual a depósitos tobáceos de origen acuático y puede ser difícil distinguirlos de ellos. Las grauwackas con materiales de origen primordialmente metamórfico de bajo grado son menos comunes que las de otros tipos, pero no son, de ninguna manera, raras. Algunas de las areniscas grises de la serie Siwalik de la edad Terciaria en la India y descritas por Krynine, con

contenido hasta de 45 por ciento de fragmentos de roca metamórfica, pueden ser grauwackas de este tipo.

La mayoría de las grauwackas son comúnmente masivas y ocurren en mantos relativamente delgados, de sólo unos cuantos centímetros hasta de varios decímetros de espesor. A causa de su estructura interna caótica, son duras, y se rompen con fractura subconcoidea. Algunas

TABLA 7-5
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS GRAUWACKAS
(por ciento)

Mineral	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
Cuarzo	54.2	46.0	24.6	9.0	tr
Pedernal (chert)	2.0	7.0	—	—	—
Feldespato	15.4	20.0	32.1	44.0	29.9
Hornblenda	—	—	—	3.0	10.5
Fragmentos de roca ..	16.8	—	23.0	9.0	13.4
Carbonato	—	2.0	—	—	—
Clorita-sericita	11.0	22.5	20.0	25.0	46.2
Total	99.4	97.5	99.7	90.0	100.0

^a Promedio de 4 grauwackas líticas Franciscanas, condado de Mendocino, California; W. T. Huang, 1948.

^b Promedio de la "grauwacka de alto rango"; P. D. Krynine, *J. Geol.*, 1948.

^c Promedio de tres grauwackas Tanner (Devoniano Superior-Carbonífero Inferior); R. Helmbold, traducido por F. B. van Houten, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1958.

^d Promedio de 4 grauwackas cretácicas, Papua; A. B. Edwards, *Proc. Roy. Soc. Victoria*, vol. 60 (n.s.), 1947.

^e Promedio de 2 grauwackas del Mioceno, Papua; A. B. Edwards, *ibid.*

grauwackas pasan bruscamente a pizarra (slate). Asociadas con las grauwackas y pizarras (slates) interestratificadas se pueden formar diques y sills de grauwacka. Lo que es quizá más notable acerca de las grauwackas es su semejanza general en cuanto a apariencia, cualesquiera que sean sus diferencias en edad y en los detritos que contienen. Esta semejanza es el resultado de su firmemente endurecida matriz, de color uniformemente oscuro, que rodea a todos los fragmentos grandes, características que son logradas por compactación y recristalización durante un período de enterramiento largo, a profundidad.

Las grauwackas ocurren a lo largo de toda la columna estratigráfica. Son las rocas más características de muchos terrenos arcaicos. Algunos bien conocidos ejemplos de grauwackas son la grauwacka clásica Tanner (Devoniano Superior-Misisipiano Inferior) de las montañas Harz, Alemania; los estratos del Paleozoico Inferior de Gales, los de las Tierras

Altas del sur de Escocia y del Distrito de los Lagos, de Inglaterra; y los depósitos del Mesozoico de Nueva Zelandia. Otras rocas similares en Norteamérica son las Timiskaming, de edad Arqueozoica, en Ontario, y la formación Tyler, de Michigan; la formación ordoviciana, de la región Tacónica de Nueva York y Vermont; las grauackas Franciscanas, de edad Mesozoica, de California; y rocas semejantes de edad equivalente en Oregon, Washington y Alaska; las grauackas Stanley, de edad Misipiana, en Oklahoma y Arkansas, y las grauackas ordovicianas de Terranova. Muchos estratos de los gruesos depósitos del Mioceno y Plioceno en las cuencas de Los Angeles y Ventura, y en California, así como los de la península Olympic, de Washington, se cuentan entre las grauackas menos endurecidas de la costa del Pacífico.

4. *Subgrauackas*. Las subgrauackas son el tipo más común de arenisca en la columna geológica. Estas rocas son de composición intermedia entre la de la grauacka y la arenisca cuarzosa. Típicamente, la roca es de color más claro, de compacidad moderada, mejor clasificada y de mejor estratificación que la grauacka. Las subgrauackas difieren también de la arcosa en el papel subordinado del feldespato. Por definición, la subgrauacka contiene 25 por ciento, o más, de cuarzo, algo de feldespato, hojuelas gruesas de muscovita y fragmentos de roca. Los fragmentos de roca deben de sobrepasar en cantidad al feldespato. La matriz puede incluir minerales arcillosos, carbonatos, clorita y sericita. La tabla 7-6 muestra la composición mineralógica de las subgrauackas típicas.

Las partículas en la subgrauacka son angulosas a subangulosas; el espacio intergranular es llenado por minerales arcillosos y carbonatos. Las subgrauackas son, por lo tanto, comúnmente calcáreas y porosas, y muchas funcionan como receptáculos para fluidos. Comúnmente se presentan interestratificadas con pizarras (shales), limolita, pizarra fan-gosa y caliza. También forman considerables cuerpos de arena; comúnmente de forma irregular o lenticular, o bien, cintas de arena.

Según Krynine y Pettijohn, la grauacka y la subgrauacka forman 45 por ciento de todas las areniscas. La grauacka propiamente dicha forma sólo alrededor de 10 por ciento del total; por tanto, la subgrauacka es a lo menos tres veces más abundante que la grauacka y forma más o menos una tercera parte de todas las areniscas.

Las subgrauackas se encuentran a lo largo de toda la columna geológica. Algunas representan "grauacka deslavada" y otras son rocas características de "cuencas de carbón mineral". Muchas areniscas pensilvanianas de los estratos carboníferos son subgrauackas, como la arenisca Atokan, de Arkansas y Oklahoma, y la arenisca de Pocono (Misipiana), de Maryland y Pensilvania. Algunas de las areniscas terciarias

de la costa del Golfo son subgrauackas. También se encuentran subgrauackas en la cuenca de Los Angeles y en la cadena Diablo Range, de California.

5. *Areniscas tobáceas*. Una importante variedad de areniscas comprende las compuestas principalmente de fragmentos desprendidos por erosión de los terrenos volcánicos. Las partículas volcánicas de muchas areniscas han sido sopladadas directamente desde el volcán hasta la cuenca

TABLA 7-6
COMPOSICIÓN MINERAL DE LAS SUBGRAUACKAS TÍPICAS
(por ciento)

Mineral	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
Cuarzo	30.9	36.3	32.0	33.0	50
Pedernal (chert)	14.5	15.0	28.0	20.0	—
Feldespato	10.0	2.2	2.2	5.5	3-5
Micas	1.0	tr	0.2	0.1	—
Fragmentos de roca	18.8	32.6	15.2	21.0	40
"Arcilla"	5.5	10.1	8.9	9.2	10
Cemento de sílice	—	1.3	1.8	tr	—
Cemento de calcita	19.2	3.7	13.0	26.5	—
Total	99.9	101.2	101.3	115.3	103-105

^a Frio, Oligoceno, Texas, promedio de 22 muestras; R. H. Nanz, Jr., *Bull. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 38, 1954.

^b "Grauacka normal", Cretácico, Torok, Alaska, promedio de tres muestras; P. D. Krynine en T. G. Payne, *U.S. Geol. Survey Oil and Gas Invest.*, Mapa OM 126, Hoja 2, 1951.

^c "Grauacka calcárea", Cretácico, Torok, Alaska, promedio de 3 muestras; P. D. Krynine en T. G. Payne, *ibid.*

^d "Grauacka calcárea", Cretácico, Topagoruk, Alaska, promedio de 7 muestras; P. D. Krynine en T. G. Payne, *ibid.*

^e Oswego, Ordoviciano, Pensilvania; P. D. Krynine y O. F. Tuttle, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 52, 1941.

de depositación y se han incorporado directamente en los sedimentos que están en proceso de acumulación, formando las areniscas tobáceas o tobas si predomina el material piroclástico. Existe una completa gradación desde la toba hasta la arenisca detrítica. Las variedades intermedias, como las areniscas tobáceas, reciben nombres específicos basados en la abundancia relativa de los fragmentos volcánicos y detríticos. Los sedimentos tobáceos se asocian con la grauacka y la subgrauacka y son numerosos y difundidos. Tales sedimentos son particularmente abundantes entre los estratos terciarios y mesozoicos depositados en el cinturón orogénico que bordea al Océano Pacífico. Ocurren esporádicamente en la formación Franciscana de edad Mesozoica en California, y son abundantes entre las areniscas mesozoicas de Nueva Zelandia. Los

sedimentos tobáceos y las grauweekas volcánicas ocurren también en la formación Flysch terciaria de los Alpes Suizos.

ORIGEN Y SIGNIFICADO GEOLÓGICO

El origen de las areniscas es un tema de considerable interés y significado geológico. Los estudios de la naturaleza de los granos de arena y de los minerales pesados asociados debe arrojar luz sobre el problema de las áreas de origen.

El alto contenido de cuarzo y la excelente clasificación y redondeo exhibidos por las *areniscas cuarzosas* indica un alto grado de madurez mineralógica y de textura. Estas rocas son evidentemente el producto final del intemperismo profundo, clasificación y abrasión ejercidos por areniscas o cuarcitas preexistentes o por arenas resultantes de un intemperismo prolongado de un terreno cristalino antiguo y estable. Ciertamente, algunas arenitas son arenas multicíclicas.

Muchas de las areniscas cuarzosas diseminadas se han depositado en condiciones estables como arenas de manto, en mares poco profundos de agua tibia y clara. La sedimentación y la depositación fueron lentas, y las partículas fueron reelaboradas y bien lavadas antes de su entierro final. Es digno de mención que los mejores ejemplos de areniscas cuarzosas están asociados con algunas de las más profundas nivelaciones basales que ha sufrido el continente de Norteamérica.

La arenisca rica en cuarzo y feldespato, como la *arcosa*, sugiere que sean los terrenos graníticos o metamórficos las áreas de origen probable. Según Pettijohn, la depositación de la *arcosa* requiere altos relieves y erosión vigorosa de rocas graníticas y otras rocas feldespáticas, y las *arcosas* son consecuentemente depósitos continentales o neríticos formados en un ambiente oxidante en proximidad a una área de hundimiento rápido.

Las grauweekas se caracterizan por su carácter graduado, la ausencia de cemento químico, la inmadurez mineralógica y de textura, la asociación con pedernal (chert) estratificado y lavas cordadas, y la restricción general a las depresiones geosinclinales. Según E. B. Bailey, la asociación de algunas grauweekas con pedernales (cherts) radiolarios y con pizarras (shales) portadoras de faunas de aguas profundas, sugiere firmemente que las areniscas graduadas y estratificadas sean depósitos de aguas relativamente profundas. Este investigador sugiere que los terremotos submarinos son distribuidores intermitentes de arena y lodo, formando acumulaciones inestables sobre los bordes de un geosinclinal, los cuales son dislocados periódicamente por temblores submarinos y lanzados en suspensión para depositarse después con una estructura interna graduada.

Los recientes trabajos experimentales efectuados por Kuenen y Migliorini indican que los depósitos de corriente turbulenta son típicamente graduados. El estudio de las corrientes de turbulencia demuestra que éstas son ciertamente capaces de llevar material grueso hasta las aguas profundas y de depositar su carga en un ambiente de materiales batiales y abisales. Pettijohn considera a las grauweekas como la señal inequívoca de la sedimentación en las regiones tectónicamente inestables, especialmente en los cinturones eugeosinclinales. Cada manto de grauweeka es el registro de un solo acontecimiento semicatastrófico, es decir, un episodio de corta duración que está completamente oculto a la observación ordinaria. La mayoría de las grauweekas son ciertamente marítimas y se han depositado en un ambiente reductor.

La mayoría de las *subgrauweekas* son laminadas, estratificación cruzada y regularmente bien clasificadas. A diferencia de las areniscas cuarzosas, son sedimentos no maduros, como lo atestiguan sus contenidos de feldespato y fragmentos de roca. El feldespato no es un componente normal de las arenas; está virtualmente ausente en las arenas maduras. Las subgrauweekas se derivan principalmente de terrenos sedimentarios y metamórficos de bajo grado. Se acumulan simultáneamente con los mantos de carbón sobre planicies inundadas, o en las deltas de las planicies costeras, o en ambientes marítimos estrechamente asociados. Son producto de sedimentación paraliana (Cap. 8, AMBIENTES SEDIMENTARIOS).

Las *areniscas tobáceas* y rocas afines son, por definición, productos de origen volcánico explosivo. Pero varían considerablemente en sus caracteres de textura, dependiendo de la forma de transporte y del lugar de depositación. La depositación y la redepositación en lagos, corrientes y cuencas o depresiones puede también modificar el carácter de las areniscas tobáceas. Los granos redondeados y los fragmentos de lavas volcánicas, vidrio, vidrio desvitrificado y palagonita, olivino y augita proceden de la erosión de un terreno volcánico; si están presentes en piezas quebradas o astillas, se deben a mezclamiento tobáceo o a sedimentación.

3. Clásticas de grano fino

PIZARRAS (SHALES)

Definición, composición y texturas. Pizarra es una antigua palabra teutónica usada para rocas arcillosas, laminadas. Esta definición se ha conservado en el uso moderno. Las pizarras son rocas clásticas de grano fino laminadas y delgadamente estratificadas, que contienen principalmente fango y arcilla, e incluyen muchas partículas menores de 1 o 2 micrones de diámetro. Las pizarras son las más abundantes de todas las

rocas sedimentarias, pero por ser de grano fino y difíciles de estudiar, se encuentran entre las menos entendidas. La composición química de las pizarras comunes se presenta en la tabla 7-7.

El material de los sedimentos arcillosos, como las pizarras y las limolitas, es mucho más variado de lo que sugiere al principio su textura

TABLA 7-7
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS PIZARRAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d
SiO ₂	84.14	56.29	73.71	84.45
TiO ₂	0.22	0.64	0.50	0.35
Al ₂ O ₃	5.79	19.22	7.25	4.14
Fe ₂ O ₃	1.21	4.39	2.63	1.48
FeO	—	—	0.44	0.51
MnO	—	—	—	—
MgO	0.41	1.65	1.47	0.52
CaO	0.31	0.09	1.72	1.25
Na ₂ O	0.99	0.19	1.19	0.46
K ₂ O	0.50	10.85	1.00	0.64
H ₂ O más	5.56	2.04	6.94	3.11
H ₂ O menos	—	3.54	2.88	3.25
P ₂ O ₅	—	—	0.24	0.28
CO ₂	nada	—	—	—
SO ₃	—	0.72	0.16	0.18
S	—	tr	—	—
C	—	—	0.00	0.12
Total	100.03	99.62	100.13	100.74

^a Pizarra silícea, Mowry, Cretácico, Black Hills, Dakota del Sur, F. G. Fairchild, analista; W. W. Rubey, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 154-D, 1929.

^b Pizarra Glenwood, Ordoviciano, Minnesota, R. D. Ellett, analista; J. W. Gruner y G. A. Thiel, *Am. Mineralogist*, vol. 22, 1937.

^c Pizarra diatomácea, formación Modelo (Mioceno), California, J. G. Fairchild, analista; H. W. Hoots, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 165-C, 1938.

^d Pizarra pedernalosa, formación Modelo (Mioceno), montañas de Santa Mónica, California, J. G. Fairchild, analista; M. N. Bramlette, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 212, 1946.

uniformemente fina. La mayoría de las pizarras están compuestas de aproximadamente una tercera parte de cuarzo, una tercera parte de minerales arcillosos y una tercera parte de sustancias varias. El alto contenido de cuarzo detrítico de la pizarra promedio justifica el punto de vista de que el fango es el elemento dominante de la mayoría de las pizarras, y apoya la conclusión de Krynine de que las pizarras son en realidad mezclas mecánicas de aproximadamente 50 por ciento de fango,

35 por ciento de minerales arcillosos y 15 por ciento de materiales químicos o autigénicos.

Los principales minerales producidos por el intemperismo de los feldspatos y los silicatos máficos son los minerales arcillosos de los tipos del caolín y la montmorillonita y los óxidos hidratados de aluminio y hierro férrico, como la bauxita y la limonita. La bauxita no es una especie mineral, sino una mezcla coloidal de hidrogelatina endurecida y parcialmente cristalizada que contiene proporciones variables del mineral gibsita, Al₂O₃·3H₂O, boehmita, Al₂O₃·H₂O y su forma dimorfa la diaspora. Invariablemente hay impurezas presentes en forma de halloysita, caolín y óxidos de hierro. Los minerales de relictos (residuales) que sobreviven al intemperismo son el cuarzo, la muscovita y los minerales arcillosos que se derivan de los sedimentos arcillosos madres.

De los minerales autigénicos en los sedimentos arcillosos, los más abundantes son la calcita y la dolomita, la pirita, el ópalo y la calcetonia, la glauconita, la clorita, la sericita y la illita. Las principales clases de minerales orgánicos que se encuentran en los sedimentos arcillosos son la materia carbonácea negra, la calcita o aragonita en los ensayos de foraminíferos y en fragmentos de conchas, y la sílice en los radiolarios, diatomáceas y en los fragmentos alargados de esponja. Otros componentes secundarios y difusos están presentes reunidos en concreciones en las pizarras, como concreciones calcáreas y de arcilla ferruginosa.

El aspecto general de la pizarra es el de estratificación delgada en capas bien exhibidas cuyo espesor varía desde una fracción de centímetro hasta varios centímetros. Las superficies de tales capas o laminaciones son planos de separación real, en algunos casos tan bien desarrollados que pueden desprenderse las hojas de sedimento como de un altero de papel.

La compactación, con la concomitante recristalización, es en parte la causa de la fisibilidad, la cual caracteriza en realidad a todas las pizarras y rocas afines. En cierto grado, sin embargo, esa única propiedad se debe a la orientación paralela de los minerales de hábito micáceo en el tiempo de la depositación. H. L. Alling y otros, intentaron establecer una escala de fisibilidad y relacionar esta propiedad con la composición de la pizarra. Como está indicado en la figura 7-3, el aumento del contenido de materia silícea o calcárea disminuye la fisibilidad de una pizarra. La fisibilidad de una pizarra parece guardar una relación inversa con el contenido de carbonato de calcio. Las pizarras ricas en materia orgánica, por otra parte, parecen ser excepcionalmente fisibles. Las propiedades físicas de las pizarras parecen ser un reflejo de las propiedades de los minerales que contienen. Por ejemplo, las pizarras compuestas principalmente de montmorillonita o illita tienden a estar

saturadas de agua. Son más blandas y más grasosas que las compuestas principalmente por arena cuarcítica y fango. Las pizarras arcillosas pueden aún desintegrarse cuando son puestas en agua, pero las cuarcíticas son más duras y no sufren cambio alguno en el agua.

La laminación es otro rasgo característico de la pizarra. La mayoría de las laminaciones varían de 0.1 a 0.5 mm de espesor. Las laminaciones parecen ser de tres clases: 1) de alternación de partículas de grano

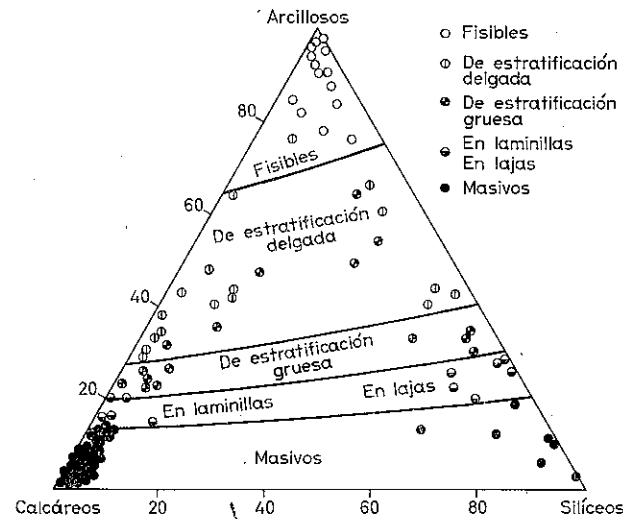


FIG. 7-3. Relación de la composición de los sedimentos con la pizarrosidad y la facilidad de división en capas. (Según H. L. Alling, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1945.)

grueso y fino, como fango y arcilla; 2) de alternación del carbonato de calcio y fango, y 3) de alternación de las capas oscuras y claras distinguidas solamente por su contenido orgánico. Estas alternaciones de los diversos materiales parecen deberse a regímenes diferenciales de asentamiento de los diversos minerales constitutivos o a regímenes diferentes de suministro de estos materiales a la cuenca de depositación. Como muchas laminaciones son del orden correcto de espesor y tienen una estructura semejante a la várvida, parece probable que muchas sean de naturaleza anual.

Se pone énfasis en el color de las pizarras más que en el de cualesquiera otras rocas sedimentarias. El color de las pizarras es generalmente el resultado de una pigmentación de cierta clase. Las pizarras negras son ricas en materiales carbonáceos. Cuanto más oscura es la pizarra mayor es su contenido de materia orgánica. Las pizarras rojas tienen ese color a causa de la presencia de hematita finamente diseminada. Las

diferencias de color reflejan el estado de oxidación del hierro, el cual es verde y negro para las pizarras en las que el hierro se encuentra principalmente en el estado ferroso. Las pizarras que llevan siderita o ankerita tienden a ser azulosas o grises en las superficies frescas; y cafés o color de piel de ante en las superficies intemperizadas.

TABLA 7-8
ASPECTOS QUE CARACTERIZAN A LAS PIZARRAS (SHALES)

Tipo	Espesor	Otras asociaciones de rocas	Estado en el lugar de depositación	Ambiente de depositación deducido
Cuarzosa	Uniforme sobre áreas extensas Por lo común menos de varias veintenas de metros	Areniscas cuarzosas, calizas pedernalosas y dolomitas	Estable, muy lento hundimiento	Amplios mares poco profundos, o extensas planicies inundadas, lagunas marginales, las pizarras negras indican circulación restringida; depositación en cama estable
Arcósica o feldespática ...	Generalmente uniforme sobre extensas áreas pero con bruscas diferencias locales Espesor como el indicado arriba	Areniscas arcósicas o calizas nodulares	Localmente inestable y mayor hundimiento que las regiones circundantes	Semejante a lo de arriba; depositación en cama o cuenca inestable
Micácea	El espesor muestra cambios o transiciones bruscos, cambios regionales pronunciados	Areniscas de subgrauwacka, calizas arcillosas; asociaciones especiales son el yeso y otras sales	Cuencas de depositación hundíendose lenta o activamente	Mares poco profundos, planicies aluviales, deltas, lagunas marginales, cuencas restringidas de evaporita marina, o cuencas de pizarra negra estancadas Depositación en cama o cuenca inestable
Clorítica	El espesor muestra bruscos cambios locales y regionales	Areniscas de grau-wacka, silíceas, calizas oscuras	Áreas de hundimiento considerable	Enterramiento rápido, varía entre terrestre y marino Depositación geosinclinal

FUENTE: Modificada de W. C. Krumbein, *J. Sediment. Petrol.*, 1947.

Clasificación. Las pizarras son las más abundantes de todas las rocas sedimentarias, y se cuentan entre las menos entendidas. Esto sucede porque son de grano tan fino y tan difíciles de estudiar que es imposible la determinación macroscópica de sus minerales arcillosos esenciales, excepto por medio del microscopio electrónico y de técnicas de rayos X. El problema de clasificar las pizarras es una tarea delicada y no existe todavía un esquema de aceptación general.

Las pizarras han sido clasificadas según ciertos minerales característicos y ciertas asociaciones de rocas en ciertos ambientes de depositación (tabla 7-8). Así, hay cuatro variedades principales de las mismas,

como se describen más adelante. Ciertas variedades especiales, como la pizarra aceitífera y la pizarra negra, se describen en una sección posterior bajo sedimentos orgánicos.

1. La *pizarra silícea* está compuesta principalmente por granos de cuarzo claros, redondeados y detríticos o de sílice amorfa en tamaño de fango. Otros minerales constitutivos secundarios comprenden el hierro ferroso, los carbonatos, la glauconita y la materia orgánica. Las pizarras altamente cuarcíticas son duras, durables y resistentes a la desintegración. También se las llama pizarras silicificadas. En su estructura, las pizarras pueden variar desde ser perfectamente fisibles hasta tener una estructura masiva.

2. La *pizarra arcósica* se caracteriza por un contenido de feldespato mayor de 10 por ciento en el tamaño de fango, y en ella son comunes los granos de cuarzo subangulosos a redondeados. Las variedades de grano grueso son arenosas.

3. La *pizarra micácea* tiene hojuelas de muscovita en abundancia, y cuarzo fangoso a lo largo de sus planos de laminación. La textura varía de arenosa a arcillosa.

4. La *pizarra clorítica* está formada de una variedad de minerales fangosos. El feldespato es generalmente abundante en el fango y puede sobrepasar en cantidad al cuarzo. La clorita es abundante en la matriz.

Los cuatro componentes del tetraedro básico ideado por Pettijohn para mostrar la composición de las pizarras híbridas, son materia orgánica, arcilla, carbonato y sílice. Las pizarras híbridas son depositadas en condiciones de gran estabilidad de la corteza y relieve bajo. En estas circunstancias, el material detrítico proveniente de las tierras alcanza un mínimo, y la sedimentación en las cuencas adyacentes es esencialmente química. La aportación de material detrítico es apreciable si el relieve es alto, aunque el régimen de acumulación sea muy lento. El sedimento híbrido resultante puede ser una pizarra ordinaria o una pizarra fangosa. Sin embargo, las pizarras de este tipo serán más ricas que los sedimentos arcillosos normales en materiales químicamente precipitados o en materiales tobáceos de derivación volcánica. Las rocas así formadas se caracterizan químicamente por la cal, la sílice, el carbono y el hierro, por los cuales pueden reconocerse. Los sedimentos híbridos comunes indicados por el tetraedro son pizarra calcárea o marga, pizarra ferruginosa, pizarra silícea, pizarra carbonosa y pizarra aceitosa.

Las margas y las limolitas calcáreas son quizá los tipos de pizarra que se mezclan más comúnmente. La marga en roca y la limolita se describen en una sección posterior. Pero a las margas más ricas en arcilla puede llamárselas mejor *pizarra calcárea*, mientras que a las margas que tienen menos de 25 por ciento de arcilla se las llama *calizas arcillosas*.

Las pizarras silíceas tienen un contenido de sílice marcadamente elevado. Mientras la pizarra promedio contiene 58 por ciento de sílice, las pizarras silíceas pueden contener hasta 85 por ciento de este componente. Los demás elementos constitutivos, notablemente el hierro ferroso y los carbonatos, son de carácter muy secundario o aun están ausentes. El carácter silíceo se debe primordialmente a la presencia de la sílice amorfa o del vidrio volcánico. La pizarra Mowry de la región de Black Hills debe su carácter altamente silíceo a la ceniza volcánica con la cual está íntimamente asociada.

Las *pizarras rojas* o *pizarras ferruginosas* contienen óxido férrico, y son elementos constitutivos prominentes de la serie de mantos rojos, como en el Chugwater (Triásico), de Wyoming. Las *pizarras negras* se han formado en aguas marinas de poca profundidad, en las que prevalecen las condiciones reductoras y la materia orgánica toma parte en su formación. Pizarras negras típicas son las pizarras Utica (Ordoviciano), de Nueva York, y la pizarra Chattanooga (Devoniano-Misisipiano), del centro de los Estados Unidos.

Una clasificación genética de las pizarras está basada en la forma de depositación, como glacial, lacustre, fluvial, arcillas y lodos marinos. En estos ambientes se depositan muchas limolitas y argilitas mucho menos endurecidas (véase la sección de más adelante). Si están endurecidas y en estratos, con laminaciones, o fisibilidad, la limolita o la argilita son también pizarras (shale).

Finalmente, se ha adoptado como práctica general el clasificar las pizarras por sus caracteres físicos de conjunto, aunque tal práctica no ha demostrado ser satisfactoria. El nombre de la pizarra puede llevar un prefijo o modificador apropiado que denote el color o los minerales característicos. Por ejemplo, no sólo es descriptivo el nombre *pizarra verde glauconítica*, sino que el color verde indica a la vez el mineral autígeno que contiene.

El nombre *pizarra negra piritica* es también muy descriptivo; el color y la piritita tienen ambos un significado genético. Algunas otras pizarras pueden caracterizarse por su contenido de fósiles, como las diatomáceas o las foraminíferas. Así, por el empleo de modificadores o adjetivos calificativos, pueden definirse convenientemente una gran variedad de pizarras.

Origen. Las arcillas son los minerales constitutivos esenciales de los sedimentos arcillosos y son el resultado de la intemperización química de rocas ígneas y metamórficas. El tipo de arcilla producida depende de la composición de la roca madre y de las condiciones del intemperismo que prevalezcan. En condiciones de poca precipitación pluvial, el magnesio de las rocas ígneas máficas permanece en la zona de intemperismo

y la arcilla producida es montmorillonita. Si la precipitación es considerable al grado de efectuar una lixiviación completa de la roca, el magnesio es separado, y el producto del intemperismo será la caolinita. Una roca ígnea silícica producirá illita y montmorillonita en condiciones de intemperismo en las que haya retención del potasio y el magnesio. Pero se formará caolinita si prevalece una lixiviación excesiva en condiciones ácidas.

Cuando la lixiviación es larga y continua en condiciones ácidas debidas a putrefacción orgánica, la mayoría de los minerales arcillosos se desintegran completamente, y el Al_2O_3 y el Fe_2O_3 se separan pasando a los niveles inferiores de los suelos, concentrándose así el SiO_2 . En un clima húmedo y caliente, los fragmentos de vegetación se oxidan rápidamente y no se producen ácidos orgánicos; en las aguas alcalinas, el SiO_2 se disuelve y se separa, y el Al_2O_3 y el Fe_2O_3 se concentran. La laterita y los suelos lateríticos se forman de esta manera.

Una condición significativa en el intemperismo es la presencia de los alcalinos y los alcalinos térreos, particularmente del potasio y el magnesio, y la longitud de tiempo que permanecen en el ambiente de alteración después de su liberación de los minerales que les dieron origen. La clase de alcalino o alcalino terroso es también importante, puesto que la potasa es esencial para la formación de la illita, el magnesio para la formación de la montmorillonita y el calcio probablemente para la formación de la montmorillonita, con una tendencia además a impedir la formación de la caolinita. La caolinita no se forma por el intemperismo de los sedimentos calcáreos sino hasta que se ha eliminado todo el carbonato.

Desde hace mucho tiempo se ha reconocido que los productos de alteración arcillosa debida a una acción hidrotermal frecuentemente se encuentran como una aureola alrededor de las intrusiones ígneas en las áreas mineralizadas.

Se ha informado sobre muchos minerales arcillosos comunes que se han encontrado en los cuerpos hidrotermales. En algunos casos, los cuerpos minerales de arcilla hidrotermal son de gran tamaño, 30 metros de diámetro, y están compuestos esencialmente por un solo mineral de arcilla. Algunos ejemplos incluyen el caolín Cornish, el cuerpo de halloysita, en Eureka, Utah, y la montmorillonita de la isla de Ponza, Italia. En la mayoría de los casos, sin embargo, el producto de alteración es una mezcla de varios minerales arcillosos. La asociación es tan íntima que la determinación de los minerales individuales es muy difícil. En muchos cuerpos arcillosos hidrotermales se ha observado una disposición zonal de los minerales arcillosos. Con frecuencia existe un halo interno de sericita adyacente a una veta mineralizada, una zona intermedia de

caolinita y halloysita, y una zona exterior de montmorillonita con clorita. Los límites de las zonas son de carácter gradual.

La arcilla y otros fragmentos finos procedentes del intemperismo de rocas son transportados por aguas corrientes hacia depósitos temporales en lagos, en el pie de las montañas y en los valles intermedios entre éstas, y al reposo final en lagunas, estuarios, deltas, plataformas continentales y el fondo del mar. En agua dulce, la depositación de partículas del tamaño de la arcilla es un proceso muy lento. En las aguas marinas, la presencia de electrolitos en disolución favorece la coagulación de las partículas coloidales. No es sorprendente que la gran carga de fango y arcilla suspendida, gran parte de la cual ha sido transportada cientos de kilómetros a lo largo del cauce de un río grande sin ser depositada, caiga tan bruscamente como para formar parte de una delta localizada, en vez de permanecer en suspensión suficiente tiempo para ser arrastrada lejos de la tierra. Pero las sales disueltas en el agua del mar actúan para flocular las partículas arcillosas suspendidas en agregados tan grandes que se asientan en el fondo prontamente.

La arcilla y el lodo derivados de tierras que son arrastrados hacia el mar desde muchas áreas, consisten probablemente en su mayor parte en minerales arcillosos degradados, como la illita, la caolinita y la mica clorítica. Los minerales degradados representan material que ha sido prácticamente privado por lixiviación de sus componentes alcalinos y alcalinos terrosos, pero no lo suficiente para transformarlo en nuevos minerales. Tales minerales degradados absorberían rápidamente al magnesio y al potasio disponibles, con tendencia a aumentar la perfección de las estructuras de la mica. Parece seguro que la illita y la mica clorítica tienden también a formarse en ambiente marítimo a partir de otros minerales. Así, la illita puede formarse a partir de la montmorillonita, y la mica clorítica parece desarrollarse a partir de la caolinita.

Según G. Mollit, la illita está invariablemente presente en los sedimentos de origen marino variando desde 50 a 100 por ciento del contenido total de mineral arcilloso. El ambiente marítimo es alcalino, y el agua contiene una buena cantidad de calcio disuelto. Estas condiciones favorecen la formación de la montmorillonita, la illita o minerales arcillosos cloríticos más bien que la caolinita. R. E. Grim ha encontrado que el mineral arcilloso dominante en la mayoría de las pizarras es la illita, y que el mineral arcilloso común en muchas pizarras del Mesozoico o de edad más joven es la montmorillonita.

Las formaciones de roca de las Great Plains (Grandes Llanuras) y de la costa del Golfo de los Estados Unidos, contienen grandes cantidades de bentonita y de pizarras montmorilloníticas. La actividad volcánica que produjo ceniza alterada posteriormente a montmorillonita

es responsable en gran parte de la gran cantidad de montmorillonita que hay en estos sedimentos. El proceso de formación de la montmorillonita es esencialmente una desvitrificación del vidrio natural de la ceniza volcánica.

El color es un carácter muy destacado de la pizarra y puede ser indicador de las condiciones ambientales. Las pizarras negras son generalmente ricas en materia orgánica y se han formado en aguas estancadas, como cuencas y lagunas marítimas cerradas por barras, en las que prevalecen condiciones reductoras y el oxígeno es escaso. Los colores verdes significan que hubo un ambiente medianamente reductor durante la depositación y la presencia de illita o glauconita conteniendo hierro ferroso. Los colores grises indican un ambiente aereado donde el oxígeno llegó al fondo y las bacterias eliminaron el exceso de desechos orgánicos. Finalmente, la coloración roja indica condiciones fuertemente oxidantes en un ambiente continental con contenido de hierro férrico.

La consolidación de las pizarras es primordialmente un proceso de compactación y deshidratación. Este asunto será considerado en el capítulo que sigue.

ESQUISTOS ARCILLOSOS, ARGILITAS Y LIMOLITAS

El término *lodo* o *barro* se aplica a materiales arcillosos no consolidados en general, mientras que el término *arcilla* se aplica en particular a aquellos que son más bien uniformemente de grano fino; la mayor parte de la arcilla es también distintivamente plástica y principalmente está formada por minerales arcillosos. *Esquisto arcilloso* (mudstone) y *argilita* (claystone) son los equivalentes consolidados del lodo y la arcilla y tienen un tamaño promedio de grano de menos de 1/256 mm.

Los esquistos arcillosos (piedras de lodo) que contienen guijas dispersadas, conocidas como *piedras de lodo guijarrosas*, se han descrito en muchas partes del mundo y atraen la atención a causa de su textura peculiar, caracterizada por las guijas esparcidas en una matriz de piedra de lodo.

J. C. Crowell ha descrito piedras de lodo guijarrosas y grauweekas lenticulares, del período Jurásico al Plioceno, en el Grindstone Creek, del condado de Glenn, California, las cuales alcanzan 9,900 m de espesor, y están interestratificadas con piedra de lodo, arenisca, conglomerado y caliza. Las piedras de lodo guijarrosas constan de alrededor de 80 a 95 por ciento de piedra de lodo endurecida, de color gris oscuro, y de 5 a 20 por ciento de clastos. En parte fueron depositadas por corrientes turbulentas, como lo indica su estratificación graduada, su estructura de desprendimiento, sus improntas de carga y su estratificación

ordinaria (véase la fig. 6-8). Las etapas sucesivas que ilustran el origen de las piedras de lodo guijarrosas se encuentran en lugares conservados. Los mantos de conglomerado graduado, formados sobre lodo blando saturado de agua, se volvieron inestables, se quebraron y desprendieron sobre fuertes pendientes cuesta abajo, y se mezclaron las guijas con el lodo.

Las pizarras que contienen bloques y clastos exóticos se parecen parcialmente a las piedras de lodo guijarrosas y han sido descritas procedentes de muchas partes del mundo. En la formación alpina Wildflysch, se cree que han sido emplazadas por deslizamiento durante la depositación del sedimento que las contiene y por empuje de pequeñas tajadas que se desprendieron y fueron molidas y llevadas hasta las pizarras inconsistentes. También se ha informado de clastos exóticos en las piedras de lodo procedentes de rocas ordovicianas del poniente de Terranova; de las áreas deslizadas submarinas del Paleozoico cercanas a Quebec; de las rocas carboníferas de las montañas Ouachita, del sureste de Oklahoma, y de la región Marathon, del oeste de Texas, así como también de las rocas del Mioceno de Santa Bárbara, California.

Las *limolitas* (siltstones, piedras de fango) tienen un tamaño promedio de grano comprendido entre 1/16 y 1/256 mm y son intermedias entre la pizarra y la arenisca. Se distinguen de la pizarra por la estratificación y por un hábito de fractura en bloques. La fisibilidad tan característica de la pizarra está ausente en la limolita. Las limolitas tienden a presentarse formadas en hojuelas delgadas, duras y durables, las cuales se intemperizan fácilmente en los afloramientos. La mayoría de las limolitas contienen mica, *clorita* y *minerales arcillosos* en abundancia. A causa de la gran finura de su textura, comúnmente no contienen partículas de roca.

Aunque el fango parece ser muy abundante en la Naturaleza, formando, por ejemplo, alrededor de 60 por ciento del material depositado en las deltas del Misisipí, la limolita no parece ser una roca tan común como la arenisca o la pizarra. En verdad, las limolitas raramente, si acaso, forman mantos de un espesor considerable. Las hojuelas de limolita del Devoniano, del estado de Nueva York, son de los ejemplos más conocidos de estas rocas.

Las pizarras y las piedras de lodo pasan gradualmente a limolitas y areniscas. Las rocas que contienen más de 50 por ciento de minerales arcillosos, cantidad suficiente para encubrir a los demás componentes, se clasifican apropiadamente con los sedimentos arcillosos. Los lodos y las arcillas pasan también en forma gradual, por el aumento de su contenido de minerales autigénicos, a varios depósitos químicos. La *marga* y la *caliza arcillosa* se forman al aumentar el contenido de los minerales

calcáreos. Las margas son mezclas semideleznables de cal, carbonato y materiales arcillosos. A las rocas mejor endurecidas de composición semejante se las llama *marlitas* o *piedras de marga*. Las piedras de marga son menos hendibles que la pizarra, tienen generalmente un color gris a gris azulado, y se distinguen por su fractura subconcoidea en bloques. Las margas son tanto de origen de agua dulce como marítimo. Las margas de agua dulce se encuentran comúnmente en lagos pequeños, mientras que las piedras de marga y pizarras calcáreas de origen marítimo se asocian comúnmente con las pizarras y calizas marinas. La agregación de siderita en abundancia produce la *piedra de hierro arcillosa*; y cuando aumenta el contenido de sílice autigénica, los sedimentos arcillosos pasan a *pizarras silicificadas* o a *porcelanitas* y *pedernal* (véase la página 328).

LOESS

Composición y textura. El *loess* (gr. *loess*, fr. *loesen*, vaciar; chino, *hwang tu*, tierra amarilla) es en general un sedimento eólico, es decir, un depósito de fango y arcilla llevado en suspensión por corrientes de aire. Las partículas del tamaño del fango pueden ser transportadas continuamente o por etapas por largas distancias en la dirección de los vientos prevalecientes, y acumularse lentamente como un depósito de manto delgado en donde se asientan entre la vegetación y están protegidas de la erosión por el viento.

El loess está deficientemente consolidado y se caracteriza por su carencia de estratificación y la notable facilidad con que forma barrancos. En la porción de fango, ordinariamente de carácter anguloso a subanguloso del depósito de loess, predomina el cuarzo, con feldespatos, micas, clorita, pedernal, calcita y fragmentos volcánicos. Pueden estar presentes pequeñas cantidades de minerales pesados, comprendiendo la epidota, la ilmenita, el rutilo, el granate, el zircón y muchos otros. En la fracción arcillosa se encuentran la montmorillonita, la illita, la caolinita, el cuarzo, los feldespatos y otros. El loess se presenta primordialmente en forma de depósitos de manto delgado, generalmente de menos de 30 m de espesor.

Origen. Los depósitos de loess son abundantes en Norteamérica y Europa, y son productos de glaciación. Los materiales deslavados acarreados desde el norte por las aguas corrientes durante el verano, fueron eliminados por el viento cuando las grandes extensiones de planicies inundadas se secaron en el invierno. La arena se apiló en dunas sobre las tierras bajas y el polvo fue arrastrado más lejos y depositado sobre las tierras altas para formar el loess. En los lugares adyacentes al valle deslavado, los depósitos de loess se aproximan a los 30 m de espesor.

Al aumentar la distancia, se vuelven progresivamente más delgados, más arcillosos y de grano más fino.

Los depósitos de loess del norte de China son los más grandes del mundo y son productos de arenas y rocas erosionadas e intemperizadas normalmente. Como Asia no tiene glaciares continentales del Pleistoceno, este loess se originó principalmente del aluvión aportado a las márgenes de los desiertos por corrientes, y complementado por los productos de la erosión de la superficie del desierto, de las planicies inundadas, de las playas y de muchas superficies sobre las cuales se acumulan estos materiales finos. El color amarillo que el loess erosionado imparte al río Amarillo (Hwang Ho) y al mar Amarillo, en el cual descarga el río, les ha dado sus nombres.

No se conoce ningún loess petrificado de formación pre-pleistocena en el registro geológico.

MANTOS ROJOS

Definición y clasificación. Los *mantos rojos* de los períodos Permiano y Triásico son estratos sedimentarios con coloración roja prominente. Como están compuestos esencialmente de sedimentos clásticos, es apropiado considerarlos aquí. La coloración roja se debe al óxido férrico presente en forma de hematita. La hematita está finamente diseminada por el sedimento. Pero muchas series de mantos rojos contienen menos de dos tercios de rocas en realidad de color rojo. Los sedimentos coloreados de rojo son en su mayor parte pizarra ferruginosa, aunque también ocurre arenisca roja, arcosa roja y conglomerado rojo. Los sedimentos interestratificados comprenden a las pizarras gris, verde y negra, a la arenisca de color ante y de color claro, a la caliza y a las evaporitas. Algunas series de mantos rojos son casi totalmente sedimentos clásticos, notablemente areniscas y pizarras, sin calizas ni evaporitas.

Según P. D. Krynine (1949), la ocurrencia de los mantos rojos está relacionada con ciertas etapas del ciclo tectónico. Krynine hizo notar que los procesos tectónicos y geomórficos que conforman a los acontecimientos sucesivos en el desarrollo de una masa de tierra, regulan también a los sedimentos formados durante cada etapa de desarrollo. Este investigador definió la *etapa de peneplanización* como un tiempo de depositación cíclica extensa sobre una superficie peneplaneada. El sedimento característico es la arenisca cuarzosa con minerales altamente estables. La *etapa geosinclinal* se caracteriza por la depositación durante el hundimiento, interrumpida por el desquebrajamiento y alabeo marginal hacia arriba que desplazan a los sedimentos de primera formación a nuevas áreas del geosinclinal. Entre los sedimentos típicos se

encuentran la *grauwacka* y la *subgrauwacka*. La *etapa orogénica* es marcada por perturbaciones de la corteza como levantamiento, fallamiento y actividad magmática que tienen lugar en el geosinclinal. Los sedimentos típicos son la *arcosa* con otros minerales altamente inestables. Estas tres etapas constituyen el ciclo tectónico, y la clasificación de Krynine de los mantos rojos es como sigue:

Los *mantos rojos primarios* se forman en los pies de las montañas y en las partes altas de las planicies aluviales y se caracterizan por conglomerado, arenisca conglomerática, arenisca de grano grueso y pizarra fangosa roja. El clima del área de origen es cálido y húmedo, y produce terrenos o suelos rojos. Las áreas de depósito pueden encontrarse en cualesquiera condiciones climáticas, pero la característica esencial es la conservación del color rojo acompañado por el sepultamiento rápido en condiciones oxidantes.

Los *mantos rojos postdeposicionales* tienden a formarse en las partes bajas de las corrientes y deltas. Los sedimentos pueden estar expuestos a la oxidación, cambiando de sedimentos verdes y grises a rojos. En consecuencia, los mantos rojos de *subgrauwacka* primaria pueden ser rellenados por oxidación de sedimentos no rojos.

Algunos mantos rojos contienen arenisca de óxido de hierro y cuarzo derivada de los sedimentos rojos residuales depositados sobre un terreno granítico peneplanado; éstos son mantos rojos reelaborados o *mantos rojos secundarios*.

En los *mantos rojos químicos*, el óxido férrico es precipitado en el sedimento desde la disolución en condiciones marinas o de agua dulce. Pero el grueso o mayoría de los mantos rojos de origen químico es marítimo y comprende muchas de las formaciones de piedra de hierro o mineral de hierro, tanto jóvenes como antiguas, del mundo.

Origen. El color de los mantos rojos se debe al óxido férrico presente en forma de hematita diseminada por el sedimento. La presencia del óxido férrico en los mantos rojos no significa necesariamente que las rocas se hayan formado en condiciones áridas o semiáridas. Se sabe que la materia colorante y gran parte del material plástico provienen de terrenos y suelos rojos desarrollados en climas cálidos y húmedos. Según los efadólogos, los terrenos y suelos rojos se han formado típicamente en regiones con temperaturas medias anuales de alrededor de unos 16° C., y precipitación pluvial anual superior a 100 cm. La ocurrencia de microfósiles marinos en algunas pizarras rojas establece el hecho de que la coloración roja no es exclusivamente un fenómeno propio de los depósitos continentales. F. B. van Houten, en su estudio de los depósitos rojos bandeados del Cenozoico Inferior, llega a la conclusión de que las capas rojas se derivaron de terrenos y suelos rojos formados en las par-

tes altas, en regiones cálidas y húmedas, y que la depositación y conservación de las clásticas rojas tuvo lugar en un clima subtropical y húmedo por estaciones. La materia orgánica que se encuentra en las cuencas pantanosas de las áreas más pobladas de bosques, ayudó a reducir la hematita roja para formar los sedimentos parduscos y grises interestratificados con los mantos rojos. Donde las evaporitas están asociadas con los mantos rojos, como en las formaciones Chugwater, de Wyoming, y la permiana, de Kansas, debe haber prevalecido una sequedad relativa y la formación debe haber tenido lugar en lagunas restringidas o en mares relictos. Tales formaciones pueden ser estacionales, y no requieren una aridez extremada. Las areniscas bien clasificadas y de estratificación cruzada de ocurrencia ocasional en los mantos rojos, sugieren que hubo depositación eólica durante las estaciones más secas. Se requieren estaciones húmedas y secas alternadas en una planicie amplia y con prevalecencia general de condiciones oxidantes para explicar el origen de la serie de mantos rojos de Kansas, de edad Permiana. Es probable que no pueda aplicarse una sola explicación a la variedad de los mantos rojos formados en ambientes geológicos distintos.

Ocurrencia. Los mantos rojos son de extensión considerable en algunas partes de la columna estratigráfica y abundantes en Norteamérica y en muchas otras partes del mundo. Entre los ejemplos bien conocidos se encuentran la formación juniata ordoviciana del Pensilvaniano, los mantos Clinton, de edad Siluriana, en Nueva York; los permianos de Kansas y Oklahoma; los mantos Newark, de edad Triásica, en los estados del este, y la formación Chugwater, de Wyoming y Montana. La formación roja bandeada "Wasatch" y otros mantos rojos del Cenozoico Inferior en la región de las Montañas Rocallosas han sido investigados perfectamente.

Los mantos rojos ocurren en gran abundancia en la parte central del sur de China; la famosa "Cuenca Roja", de la provincia de Szechuan, está compuesta predominantemente por rocas sedimentarias coloreadas de rojo.

ROCAS SEDIMENTARIAS NO CLÁSTICAS (Carbonatos, evaporitas, silíceas, ferruginosas, fosfáticas y sedimentos orgánicos)

1. Rocas sedimentarias de carbonatos

CALIZAS

Composición y textura. La caliza, la dolomita y rocas afines son las más importantes de las rocas sedimentarias de carbonatos. Las calizas

han recibido este nombre porque la cal se fabrica a partir de ellas "quemando" las rocas para quitarles el bióxido de carbono y dejar la cal. Se propone designar como calizas a aquellas rocas sedimentarias en las cuales la porción carbonosa está compuesta principalmente de calcita. El término *dolomita* (o *dolopiedra*) se reserva para aquellas rocas que están compuestas principalmente por el mineral dolomita. La denominación de las rocas de composición intermedia puede efectuarse utilizando adjetivos calificativos, como *caliza dolomítica*, *dolomita calcítica* y *caliza magnesiánica*.

Las rocas de carbonatos están compuestas esencialmente por minerales de carbonatos. La dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ es un miembro extremo de una serie isomorfa en la cual el hierro ferroso ha sido substituido por el magnesio, y el miembro del otro extremo es la ankerita, $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$. La dolomita encontrada en la mayoría de las rocas carbonatadas es en realidad un tanto ankerítica, según lo indican las comunes superficies intemperizadas de color ante. La magnesita, MgCO_3 , la siderita, FeCO_3 , y la aragonita, CaCO_3 , son los otros carbonatos. Estos sólo están presentes en pequeñas cantidades en los sedimentos carbonatados, como organismos formadores de rocas que utilizan tanto la calcita como la aragonita en su estructura esquelética. Algunos materiales esqueléticos son aragonita, otros son calcita y algunos son en parte aragonita y en parte calcita.

Muchas sustancias, además de los carbonatos, ocurren en las calizas y rocas afines. Estas son fragmentos detríticos o piroclásticos arrastrados por el agua hasta la cuenca de depositación y mezclados mecánicamente con los carbonatos. Entre ellos se encuentran el cuarzo, los feldespatos, los minerales arcillosos y los restos orgánicos. Durante la depositación de los sedimentos calcáreos o posteriormente a ella, pueden formarse minerales autigénicos como la calcedonia, el cuarzo, la glauconita, la colofanita, el yesso, la anhidrita, la limonita y la pirita. La materia bituminosa, común en algunas calizas, imparte un color oscuro a la roca y un olor fétido cuando la roca es golpeada por un martillo.

La composición química de las calizas, como podría esperarse, refleja muy de cerca su composición mineralógica. Las calizas están formadas principalmente por calcita, y el contenido de CaO y CO_2 es muy alto, formando en algunos casos más de 95 por ciento (tabla 7-9). Las calizas magnesianas contienen de 1 a 2 por ciento de MgO , lo cual indica la presencia del mineral dolomita. El exceso de sílice indica la presencia de muchos detríticos o la presencia de pedernal (chert) (tabla 7-9, cols. 2 y 3). Si el contenido de alúmina es también alto, la sílice es probablemente un elemento constitutivo de la materia pizarrosa asociada en la caliza arcillosa (tabla 7-9, col. 5).

Las texturas de la caliza son variables e inigualadas por cualquier otro grupo de rocas. Algunas texturas son clásticas, mientras que otras son el resultado de acrecencia orgánica; aún otras se forman por cambios postdepositacionales, como recristalización y diagénesis. Se han reconoci-

TABLA 7-9
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE CALIZAS REPRESENTATIVAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO_2	0.07	7.41	2.55	1.15	13.80	2.38
TiO_2	—	0.14	0.02	—	—	—
Al_2O_3	0.68	1.55	0.23	0.45	7.00	1.57
Fe_2O_3	0.08	0.70	0.02	—	4.55	0.56
FeO	—	1.20	0.18	0.26	—	—
MnO	—	0.15	0.04	—	0.29	—
MgO	0.59	2.70	7.07	0.56	1.32	0.59
CaO	54.54	45.44	45.65	53.80	38.35	52.48
Na_2O	0.16	0.15	0.01	0.07	2.61*	—
K_2O	—	0.25	0.03	0.07	0.86	—
H_2O^+	—	0.38	0.05	0.69	—	—
H_2O^-	—	0.30	0.18	0.23	—	—
P_2O_5	—	0.16	0.04	—	0.25	—
CO_2	42.90	39.27	43.60	42.69	31.31	41.85
SO_3	0.06	0.02	0.03	—	—	—
S	0.25	0.25	0.30	—	—	—
Orgánicos	—	0.09	0.04	—	—	—
Total	99.33	100.16	100.02	99.97	100.34	99.43

^a "Caliza Indiana" (Salem, Misipiano), A. W. Epperson, analista; G. F. Loughlin, *U.S. Geol. Survey Bull.* 811-C, pág. 150, 1929.

^b Caliza Crinoidal (Brassfield, Siluriano, Ohio), D. Schaaf, analista; W. Stout, *Bull. Geol. Survey Ohio*, 42, pág. 77, 1941.

^c Caliza dolomítica (Formación Monroe, Devoniano, Ohio), D. Schaaf, analista; W. Stout, *ibid.*, pág. 132.

^d Caliza litográfica (Solenhofen, Baviera, Alemania), G. Steiger, analista; F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.* 770, pág. 564, 1924.

^e Caliza arcillosa (roca de cemento natural), Caliza de Lower Freeport, Ohio, P. J. Demarest, analista; W. Stout y R. Lamborn, *Bull. Geol. Survey Ohio*, 28, pág. 195, 1924.

^f Creta (Fort Hays, Cretácico), condado Ellis, Kansas; R. T. Runnels e I. M. Dubins, *Geol. Survey Kansas Bull.* 82, parte 1, 1949.

do variedades de la caliza que dependen enteramente de las diferencias de textura. Algunas son de textura cristalina tosca y otras de textura de grano fino o aun afanítica. Las calizas depositadas químicamente son oolíticas o pisolíticas. Muchas calizas constan de granos de carbonato de tamaño uniforme, mientras que otras son grandes cristales abigarrados esparcidos en una matriz de granos más finos. Algunas calizas son porosas, debido a las estructuras algáceas, pero en otras, los cristales

de carbonato están tan entrelazados que producen una estructura de mosaico.

Las rocas de carbonato son susceptibles de disolución y muestran muchos rasgos propios de la disolución, como costuras estilolíticas y contactos microestilolíticos, entre los elementos clásticos y los contornos de las estructuras fósiles.

Las calizas formadas mecánicamente muestran las mismas estructuras que las rocas sedimentarias clásticas. En muchas calizas puede observarse perfectamente la estratificación, la ordinaria, la cruzada, tanto en grande como en pequeña escala, y aun la estratificación graduada.

Variedades. Pettijohn ha distinguido las calizas autóctonas y las alóctonas. Las calizas autóctonas son las formadas *in situ* por una acumulación de estructuras orgánicas que no han sido transportadas desde el lugar en que crecieron, vivieron y murieron. En éstas, los restos orgánicos pueden estar articulados y pueden aún encontrarse en la posición de crecimiento. Si son de extensión restringida, se les llama calizas biohermales; si son de carácter extendido, se les llama bioestromales. Por el contrario, las calizas alóctonas (sin raíces) están compuestas principalmente por fragmentos orgánicos depositados en conjunto con los rombos de carbonato u oolitas que han sido fragmentados, transportados, clasificados y finalmente depositados como acumulaciones fragmentarias de material orgánico desmenuzado para formar la caliza bioclástica. Las calizas que constan principalmente de materiales orgánicos son probablemente más comunes y difundidas que cualesquiera otras. Las variedades de la caliza orgánica se designan comúnmente por sus fósiles predominantes, como caliza crinoidal, caliza coralina, caliza braquiopódica y caliza foraminífera.

A la caliza bioquímica estratificada compuesta predominantemente de conchas y fragmentos de concha de los organismos más grandes, como corales, crinoides, braquiópodos, gasterópodos y moluscos, se la llama coquina (esp., concha). La coquina forma una proporción creciente de los depósitos de concha que puede seguirse desde el sur de Nueva Jersey hasta el sur de Florida.

Las biohermas o calizas de arrecife (fig. 7-4) forman un tipo importante de caliza orgánica. La mayoría de las biohermas son estructuras de arrecife de forma de promontorios formadas en condiciones de vida prolífica de extensión limitada. Están formadas por dolomita masiva y porosa y por dolomita calcítica, pero pasan en forma gradual lateralmente a caliza mejor estratificada, bioclástica y brechada, sobre la cual se edifican y por la cual son sepultadas. Las calizas biohermales representan conjuntos heterogéneos de organismos, incluyendo corales, braquiópodos, moluscos, briozoos, algas, foraminíferos, estromatopóridos

y otros materiales. Las biohermas silurianas de Illinois, Indiana, y de Wisconsin son arrecifes o bancos biohermales. Se encuentran arrecifes de coral en la Onondaga de Nueva York, parte del valle de Ohio y la formación del Medio Devoniano de Iowa.

Al actuar la erosión, el núcleo masivo de una bioherma permanece comúnmente como un promontorio o colina prominente conocido como

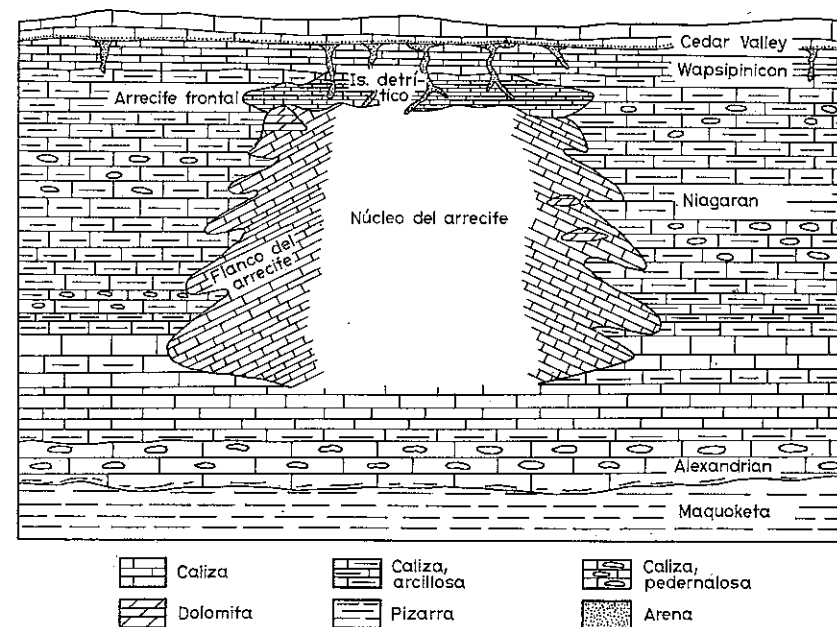


FIG. 7-4. Sección transversal del arrecife de poza marítima del sur de Illinois, que muestra los depósitos detríticos de caliza fracturada en torno del núcleo del arrecife. Estos depósitos se introducen a manera de dedos en los mantos de caliza niagaranos horizontales. (Según H. A. Lowenstam, Illinois State Geol. Survey Rept. Invest. 114, 1946.)

klint. A la roca que compone tales klints se la ha llamado *klintita*. Esta roca es una red reticulada de dolomita densa o caliza dolomítica. La mitad del volumen del núcleo del arrecife pueden ser huecos y cavidades. Las cavidades más grandes están recubiertas por masas de calcita en laminaciones delgadas con apariencia de ónix; otras bolsas han sido rellenas con una pizarra laminada. Algunas cavidades parecen ser huecos originales ya existentes en el arrecife; otros sugieren por su forma, aberturas dejadas por la disolución de fósiles; otros aún son cavidades irregulares formadas por disolución, no relacionadas con el crecimiento orgánico.

Las calizas biohermales varían desde las altamente fosilíferas hasta las que contienen pocas estructuras de fósiles. Algunos mantos biohermales, como los de Eden y Maysville, del suroeste de Ohio, son verdaderos museos de la vida del pasado. Están interestratificados con pizarras y pueden describirse como *calizas coquinoidales*. Algunas calizas algáceas, también clasificadas apropiadamente como biohermales, contienen pocos fósiles obvios. Estas varían en espesor desde unos cuantos centímetros hasta varios decímetros, aglomeradas con estromalotitas típicas o con estructuras del tipo criptozoico. Las calizas algáceas son muy comunes en las formaciones precámbricas y del Paleozoico Inferior, en la región de los Apalaches. La caliza ordoviciana (formación Mc Lish), de las montañas Arbuckle, de Oklahoma, es también de origen algáceo.

Otras calizas autóctonas son de carácter extendido o esencialmente láminas delgadas de material orgánico relativamente no fracturado. A éstas se las llama *biostromas* y son en su mayoría estratiformes e interestratificadas con otras clases de pizarras, margas, caliza o areniscas. Algunos arrecifes de ostras son biostromas. Los mantos biohermales de conchas pueden registrar períodos en los cuales no se depositó material clástico alguno, o bien, registrar la destrucción total de la vida, como pudo ocurrir por el envenenamiento de las aguas con anhídrido sulfuroso tóxico. Los mantos de carbón representan biostromas de fósiles vegetales.

✓ Las *calizas clásticas* se forman mecánicamente y contienen partículas carbonatadas, tales como fragmentos orgánicos, fragmentos de rocas carbonatadas más antiguas y oolitas. Estas partículas son transportadas y más o menos clasificadas antes de llegar finalmente al reposo. El término *calcarenita*, propuesto por Grabau en 1904, se refiere a una caliza clástica bien clasificada que contiene 50 por ciento, o más, de detritos carbonatados del tamaño de la arena. Además de las partículas carbonatadas ocurren otros minerales clásticos, como el cuarzo, la glauconita, la colofanita y los minerales arcillosos. Los detritos orgánicos también pueden estar presentes. Los minerales arcillosos pueden estar diseminados o concentrados en manchas con el cuarzo clástico, bien redondeado. Un ejemplo de calcarenita es la caliza Arbuckle de edad Ordoviciana, en Oklahoma.

La proporción de detritos orgánicos, oolitas carbonatadas y granos de arena puede variar muchísimo. Si predominan los materiales oolíticos, pueden aplicarse a la roca los términos *oolita*, *caliza oolítica* o *calcarenita*. Si predominan los fragmentos de fósiles, puede llamarse a la roca *microcoquina*. Si las calcarenitas constan principalmente de granos de arena o fragmentos líticos, la roca es una *arenita lítica*. Para

las rocas que contienen todos estos materiales, de las cuales son ejemplo las calizas Salem o Spergen de edad Misisipiana, de Indiana, se emplea el término *espergenita*.

Una vez que se han depositado y sepultado las partículas carbonatadas, tienden a sufrir procesos diagenéticos tales como reemplazamiento, recristalización y cementación. Como los granos y los carbonatos cementantes agregados son de composición semejante, no se distinguen los dos con facilidad en un ejemplar de mano. En algunos casos, el cemento es claro y se presenta en marcado contraste con los granos clásticos más grandes y turbios, mientras que en otros, el cemento es de grano muy fino y de color oscuro. Gran parte de esto es probablemente limo de la cal original precipitado por actividad bacteriana en los poros, como una matriz entre los fragmentos más grandes.

En muchas de las llamadas *calizas marinas normales*, las texturas son tales que es difícil decidir si predominaron los procesos clásticos o los bioquímicos en su formación. Tales calizas son generalmente de grano fino y pobres en fósiles, y están formadas de calcita de grano fino a mediano alojada en un mosaico homogéneo o agregado sacaroide. También contienen venillas de calcita secundaria y cavidades de disolución.

Muchas calizas son de textura afanítica a cristalina de grano fino. La *caliza litográfica*, usada en un tiempo para la litografía, se caracteriza por su textura afanítica notablemente uniforme. Se cree que algunas variedades de caliza de grano fino son de origen marino, precipitadas químicamente o por acción bacteriana. La mayoría de las calizas depositadas en ambientes continentales tienden a verse contaminadas por elementos clásticos, como granos de arena, minerales arcillosos o fango de gran finura. Al aumentar los minerales arcillosos, las calizas de grano fino pasan en forma gradual por *calizas arcillosas* (*caliza hidráulica* o *cal hidráulica*) a *marga* o *pedra de marga*, que puede ser media arcilla.

A las rocas calcáreas que contienen oolitas en abundancia se les llama *calizas oolíticas*. Las oolitas (término que significa hueveras de peces) se forman por precipitación de la calcita en torno de núcleos existentes en aguas poco profundas y fuertemente agitadas. Los núcleos de las oolitas son granos clásticos de arena, bolas de arcilla, fragmentos de concha o pedazos de carbonatos granulares. Las oolitas individuales son de estructura simple o compuesta, y son de forma esferoidal o elipsooidal. Las calizas oolíticas tienen estructura uniforme y son generalmente de color gris claro o de color ante. Ejemplos de caliza oolítica son las de St. Genevieve (Misisipiano), en Illinois, y las de Strawn (Pensilvaniano), del norte y el centro de Texas.

Origen. La composición mineralógica simple de los sedimentos calcáreos, basada en el predominio de los carbonatos, disfraza la complejidad poligenética de las rocas. Las calizas (y dolomitas) son producidas por uno o más de varios modos de depositación; a saber: mecánica, química, orgánica o por reemplazamiento.

Las calizas pueden depositarse en los mares, lagos, ríos y sobre la tierra. Los depósitos de máxima extensión se encuentran en el fondo del mar, en su mayoría a profundidades menores de unas cuantas veintenas de metros. La condición de agua profunda no es esencial, y la depositación puede tener lugar al nivel del mar. En efecto, la caliza más pura es la de los depósitos formados en agua de muy poca profundidad, y las calizas normales orgánica y detrítica son depósitos formados en áreas neríticas de relativamente poca profundidad o aun en los litorales. El ambiente más favorable para la acumulación de depósitos de carbonato de calcio precipitado químicamente es el consistente en agua tibia, poco profunda y de movimiento relativamente lento, y con un fondo de mar que esté sufriendo un hundimiento lento, pero continuo. Las calizas marinas normales son abundantes en las series sedimentarias depositadas en ambientes estables. Las calizas arcillosas son más características de los ambientes inestables. Las calizas geosinclinales son, por lo general, de tipos silíceos, delgadas y oscuras; raras veces son gruesas, normales o fosilíferas de tipo marino.

La temperatura, la circulación y la presencia de detritos derivados de la tierra, como los materiales arenáceos, arcillosos y ferruginosos son factores de importancia. Una gran cantidad de sedimentos terrígenos pueden eliminar los organismos y disfrazar efectivamente cualquier carbonato de calcio que sea depositado. La circulación deficiente puede conducir al envenenamiento de las aguas con anhídrido sulfuroso y a la eliminación de aquellos organismos de los cuales depende en tan alto grado la depositación del carbonato de calcio. La circulación rápida del agua con alto contenido de bióxido de carbono puede disolver cualquier carbonato de calcio que sea depositado.

El papel de los organismos en las formaciones de caliza varía mucho con el tiempo y el espacio. Ciertas formas, como las algas, los foraminíferos y los corales, son constructores de roca importantes, mientras que otros raras veces lo son. El análisis de los sedimentos limosos modernos demuestra que sólo unos cuantos tipos de organismos hacen contribuciones importantes (tabla 7-10).

Las algas fueron formadoras importantes de rocas, en el Precámbrico y pueden haber sido las formadoras dominantes de la caliza durante todo el tiempo. Según Ginsburg, algunas algas parecen funcionar solamente como agentes conglutinantes de sedimentos, mientras que otras

precipitan activamente el carbonato de calcio. Las algas conglutinantes de sedimentos modifican simplemente la estratificación del lodo o fango carbonatado en acumulación, formado por agentes mecánicos o químicos. Las algas son también los elementos de contribución más importantes en las estructuras de arrecifes.

TABLA 7-10
DISTRIBUCIÓN EN PORCENTAJE DE COMPONENTES DE LOS SEDIMENTOS
MODERNOS PORTADORES DE CAL
(por ciento)

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c
Orgánicos			
Algas, calcáreos	22.8	25.1	18.0
Moluscos	15.8	17.5	12.2
Foraminíferos	11.7	9.0	17.3
Coral	9.0	9.3	8.2
Espículas, total	3.6	4.3	2.1
Tubos de gusanos	1.8	1.4	3.0
Crustáceos	1.2	1.4	0.7
Briozoos	0.3	0.4	Tr.
Otros			
Fango	13.2	13.9	11.7
Arcilla (con agujas de aragonita) ...	10.2	7.8	14.8
Minerales (principalmente cuarzo) ...	2.8	3.9	0.5
CaCO ₃ (formas no identificables) ...	5.5	5.3	6.0
Oolitas	0.8	0.4	1.6
Bolas (fecales ?)	1.3	Tr.	3.8
Agregados	0.2		0.8
Total	100.2	99.7	100.7

^a Promedio de 50 muestras de Florida y 24 muestras de las Bahamas.

^b Promedio de 50 muestras de Florida.

^c Promedio de 24 muestras de las Bahamas.

FUENTE: E. M. Thorp, *J. Sediment. Petrol.*, 1936.

Los corales han hecho importantes contribuciones en la formación de las calizas desde el periodo Ordoviciano, aunque representan posiciones relativamente subordinadas aun en los arrecifes de coral. Los corales son capaces de formar estructuras masivas resistentes. Tanto las formas individuales como las formas coloniales de los corales han ayudado en la formación de calizas en lugares en los que no existen arrecifes. Los arrecifes o bancos de coral son centros de gran actividad orgánica. Entre las colonias de coral existen manchas protegidas habitadas por bentos adaptados. Los corales constituyen la provisión alimenticia para muchos organismos. Las estructuras coralinas son blandas,

y su estrecha proximidad a la condición de alimento proporciona alojamiento para muchos animales perforadores, de manera que las estructuras de los arrecifes son atravesadas por muchas perforaciones largas antes de que el sepultamiento las libre del ataque. Los perforadores agregan sus estructuras esqueléticas y los productos de su perforación al material del arrecife.

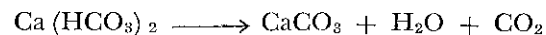
En la actualidad hay calizas de arrecifes de gran extensión en muchas aguas tropicales. El Great Barrier Reef de las costas este y norte de Australia, forma una cordillera de caliza sobre el fondo del mar por más de 1,600 Km. Se estima que los sedimentos relacionados con los arrecifes de coral cubren alrededor de 7 millones de kilómetros cuadrados en el Pacífico, 2,050,000 Km² en el Atlántico y 1,025,000 Km² en el Océano Indico.

Muchas calizas antiguas son marcadas por la preponderancia de las estructuras calcáreas y de restos de algún tipo de organismo. Son notables las calizas crinoidales del Paleozoico, las calizas de braquiópodos del Paleozoico y del Mesozoico Inferior, las de moluscos (*Gryphaea* y *Exogyra*) del Jurásico y del Cretácico, y la caliza foraminífera (*fusilínida*) del Terciario.

A continuación se presenta un resumen de algunos de los factores que se considera que explican la precipitación química del carbonato de calcio de las aguas del mar.

I. Factores químicos

- A. Eliminación del CO₂ de las aguas de mar que contienen iones Ca⁺⁺ y HCO₃⁻. La depositación de las calizas formadas químicamente ocurre por la separación del CaCO₃ del bicarbonato soluble de calcio, Ca(HCO₃)₂, como sigue:



Por esta reacción se ve que la separación del H₂O o del CO₂ de una disolución de Ca(HCO₃)₂ da por resultado la depositación del CaCO₃. Por tanto, las causas de la depositación de la caliza son en realidad las causas de la evaporación del H₂O, o de la pérdida del gas CO₂, no importando si la caliza está depositada en el océano, en lagos o en cuencas sin acceso al mar. Las causas más prominentes son las siguientes:

1. Elevación de la temperatura del agua, disminuyendo la solubilidad del CO₂
Calentando una disolución de agua carbonatada se produce desprendimiento de gas, lo que puede advertirse calentando

y observando una bebida carbonatada embotellada. Calentando agua del océano se producirá un resultado similar. El océano es calentado en la forma más eficaz en donde la luz del Sol es absorbida a lo largo de la playa o en aguas de poca profundidad en arrecifes, bancos y pendientes muy ligeras. El calentamiento máximo del océano ocurre en las áreas ecuatoriales. En corto tiempo se tibia el océano:

- a. Por el calentamiento de las aguas que se elevan desde las profundidades, mezclándose con las aguas superficiales, y por insolación
- b. Por la elevación de la temperatura de las corrientes de aire suprayacentes

2. Agitación del agua

La agitación del agua altamente carbonatada, como la de una botella de agua gaseosa, libera CO₂. Las olas que mueven el agua en las playas del océano son evidencia adecuada de que dichas aguas están siendo agitadas.

3. Descenso de la presión total

Cuando disminuye la presión del gas en una agua carbonatada, se desprende gas CO₂. De consiguiente, un descenso de la presión barométrica sobre el océano ilustra el mecanismo por medio del cual disminuye la presión sobre las disoluciones de Ca(HCO₃)₂ en los sistemas geológicos.

- B. Evaporación; causante del aumento de la salinidad y de la pérdida de CO₂ a causa de la disminución de la solubilidad del CO₂

La evaporación del agua de las disoluciones de Ca(HCO₃)₂ tiene lugar en gran escala en la superficie del océano y en otros cuerpos de agua, y origina la precipitación de gran cantidad de CaCO₃ probablemente como "lodo de cal". La cantidad de agua evaporada del océano, que luego se eleva para transformarse en nubes y caer finalmente como lluvia tanto sobre la tierra como sobre el océano, es enorme. El agua del océano equivalente a 2.5 cm de lluvia sobre una área de 2.6 kilómetros cuadrados, puede mantener en disolución, antes de la evaporación, aproximadamente 60 toneladas de calcita. Por tanto, 1 cm de precipitación sobre una pequeña porción de Norteamérica, derivada de la humedad evaporada del océano, puede representar la depositación de una gran cantidad de CaCO₃. Esta es evidencia convincente de que la evaporación es una causa importante en la depositación del CaCO₃.

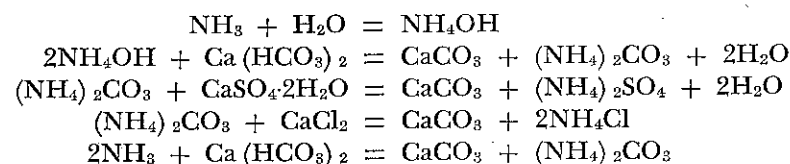
En las grutas o cavernas, la evaporación del agua de las disoluciones de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ tiene lugar en pequeña escala, y origina los depósitos de rocas de filtro y estalagmitas.

II. A. Eliminación del CO_2 del agua de mar por los procesos de la vida normal de las plantas

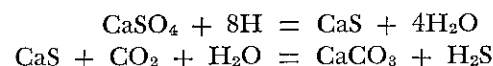
Las plantas acuáticas pueden tomar CO_2 del agua durante su crecimiento, y dar lugar con ello a la depositación del CaCO_3 . Tal depositación del CaCO_3 , debida a la extracción del CO_2 , es diferente de la secreción del CaCO_3 en forma directa.

B. Actividad bacteriana

1. Por amoniatización de las bacterias reductoras de nitratos



2. Por bacterias reductoras de sulfatos



DOLOMITAS

Composición y textura. El término *dolomita* (del francés *dolomie*, nombre de un mineral) fue aplicado por primera vez a ciertas rocas carbonatadas de los Alpes tirolenses. Como también se usa como un nombre de mineral, ha sido sugerido por Shrock su abandono como nombre de roca, a la vez que se ha propuesto el término *dolorroca* o *dolopiedra* como sustituto. A pesar de la posible ambigüedad, ha persistido la aplicación del término *dolomita*, y probablemente continuará usándose tanto para el mineral como para la roca.

Las dolomitas están compuestas principalmente por el mineral dolomita. Frecuentemente contienen algo de calcita, y existen probablemente todos los grados comprendidos entre la caliza pura y la dolomita pura. La mayoría de las dolomitas y calizas dolomíticas son de color claro en una fractura fresca, pero se vuelven amarillentas o tostadas al sufrir la exposición al aire, debido a la oxidación del hierro ferroso contenido en los cristales de dolomita, o de la pirita, siderita o marcasita contenidos en la roca.

En composición química, las dolomitas se parecen a las calizas, excepto en que la magnesia es un grande e importante componente (tabla 7-11).

Las dolomitas tienden a adoptar una textura de grano fino. Raras veces son de un grano tan fino como el de la caliza afanítica o de uno tan grueso como el de la caliza de grano más grueso. Algunas dolomitas están atestadas de pequeñas cavidades, y las calizas dolomíticas parecen brechas o "seudobrechas". Las partículas de formas irregulares están rodeadas por una matriz de color más claro y de textura más gruesa en las rocas. Las partículas o fragmentos se deben probablemente a la re-

TABLA 7-11
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS DOLOMITAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO_2	—	2.55	7.96	3.24	24.92	0.73
TiO_2	—	0.02	0.12	—	0.18	—
Al_2O_3	—	0.23	1.97	0.17	1.82	0.20
Fe_2O_3	—	0.02	0.14	0.17	0.66	—
FeO	—	0.18	0.56	0.06	0.40	1.03
MnO	—	0.04	0.07	—	0.11	—
MgO	21.9	7.07	19.46	20.84	14.70	20.48
CaO	30.4	45.65	26.72	29.58	22.32	30.97
Na_2O	—	0.01	0.42	—	0.03	—
K_2O	—	0.03	0.12	—	0.04	—
H_2O^+	—	0.05	0.33	0.30	0.42	—
H_2O^-	—	0.18	0.30	—	0.36	—
P_2O_5	—	0.04	0.91	—	0.01	0.05
CO_2	47.7	43.60	41.13	45.54	33.82	47.51
SO_3	—	0.03	—	—	0.01	—
S	—	0.30	0.19	—	0.16	—
BaO	—	0.01	nada	—	nada	—
SrO	—	0.01	nada	—	nada	—
Orgánicos	—	0.04	—	—	0.08	—
Total	100.0	100.06	100.40	99.90	100.04	100.97

^a Composición teórica de la dolomita pura.

^b Caliza dolomítica, formación Monroe (Devoniano), Downs Schaaf, analista; W. Stout, *Bull. Geol. Survey Ohio*, ser. 4, 1941.

^c Dolomita niagarana (Siluriano), Joliet, Illinois, D. F. Higgins, analista; el equivalente en dolomita de MgO es de 89.5 por ciento; D. J. Fisher, *Illinois State Geol. Survey, Bull.* 51, 1925.

^d Dolomita "Knox" (Cambro-Ordoviciano), Morrisville, Alabama, W. F. Hillebrand, analista; el equivalente en dolomita de MgO es de 96.5 por ciento; I. C. Russell, *U.S. Geol. Survey Bull.* 52, 1889.

^e Dolomita pedernalosa, grupo Niagarano (Siluriano), condado de Highland, Ohio, D. Schaaf, analista; W. Stout, *Bull. Geol. Surv. Ohio*, ser. 4, 1941.

^f Dolomita Randville (Precámbrico), condado de Dickinson, Michigan, E. E. Brewster, analista; el equivalente en dolomita de MgO es de 94.5 por ciento; W. S. Bayley, *U.S. Geol. Survey Monograph* 46, 1904.

cristalización de una porción de aragonita de un lodo de cal original acompañado por un agregado un tanto concrecionado de los materiales recristalizados que hacen una pseudobrecha.

Ocurrencia en el campo. Las calizas dolomíticas y las dolomitas se presentan interestratificadas con areniscas, limolitas, argilitas, calizas y diversas evaporitas. Las unidades de estas rocas varían desde un manto sencillo hasta una formación, y los límites están con frecuencia bien definidos. En muchos casos no pueden describirse las relaciones como de interestratificación, dado que los contactos entre la dolomita y la caliza dolomítica no siguen los planos de la estratificación, sino que más bien los cruzan. Es obvio que en estos casos el reemplazamiento de la caliza por la dolomita es secundario y no una consecuencia de diferencias originales existentes en los sedimentos.

Los fósiles son raros en la dolomita, posiblemente a causa de que son pocos los organismos que habitan en las aguas marinas en las que es alta la salinidad y favorable para la depositación de la dolomita; ciertamente, el reemplazamiento por la dolomita tiende a borrar hasta los contornos de muchos fósiles. Por esta razón pueden verse en el campo caliza fosilífera y dolomita sin señas de fósiles formando capas adyacentes de un afloramiento.

Las dolomitas están presentes en todo sistema geológico. Aunque su máxima distribución corresponde a sistemas del Precámbrico y del Paleozoico Inferior, algunas de las dolomitas y calizas dolomíticas más extensas y más gruesas tienen magnitud de formaciones, como las dolomitas Oneonta y Shakopee y las calizas dolomíticas del Ordoviciano en el valle superior del Misisipí, así como las formaciones Romanine y Beekmantown, de edad Ordoviciana, en la región norte de los Apalaches. Muchas calizas mesozoicas de la región alpina son predominantemente dolomíticas. Su espesor es del orden de las veintenas de metros. Otros ejemplos de dolomitas muy conocidos son las de Bighorn (Ordoviciano), de Montana y Wyoming, y las del Niágara (Siluriano), de la región del Lago Superior.

Origen. La mayoría de las dolomitas se han formado por alteración postdeposicional de las calizas, es decir, por *dolomitización*, aunque algunas variedades asociadas con las evaporitas parecen ser depósitos químicamente primarios que se asentaron directamente de las aguas del mar, especialmente en donde era alta la salinidad. La idea de la dolomitización durante la diagénesis, fue originada evidentemente por J. D. Dana en 1849 para explicar la dolomitización de las rocas coralíferas elevadas de la isla de Metia, en las islas Paumotu, de la región central y sur del Pacífico. Muchas calizas biohermales y biostromales están dolomitizadas en alto grado. Como la caliza, por lo menos unas cuantas dolomitas son

rocas clásticas. Algunas de éstas son detritos derivados de rocas dolomíticas más antiguas por erosión subeólica.

La dolomitización puede tener lugar en cualquiera caliza, aunque la caliza de grano fino parece ser más susceptible a tal proceso que la de grano grueso. Aunque para la mayoría de las dolomitas se establece claramente un origen de reemplazamiento, el tiempo o fecha de tal reemplazamiento dista mucho de ser seguro. Si el tiempo y la profundidad de enterramiento son importantes, pueden explicar por qué cuanto más antigua es la roca más rica en magnesio es.

Los únicos sedimentos dolomíticos recientes que se sabe que existen en cantidades apreciables para formar rocas son las dolomitas claramente secundarias de diversas islas de coral de los océanos Pacífico e Indico, y quizá algunos de los arrecifes de coral del mar Rojo. Twenhofel ha llegado a la conclusión de que no se conocen ejemplos algunos de depositación primaria de la dolomita. Son dignos de atención los siguientes puntos relativos a la formación de las dolomitas:

1. La única fuente adecuada de origen del magnesio para la mayoría de las dolomitas de gran extensión lateral, no clásticas y estratificadas, es el mar. Se sabe que la dolomita se forma secundariamente a lo largo de fallas, juntas, planos de estratificación u otras zonas de debilidad o de permeabilidad del manto sedimentario de la corteza terrestre, por lixiviación del agua subterránea, por reemplazamiento o por acción hidrotermal. Las ocurrencias conocidas de tal dolomita son volumétricamente carentes de importancia en la columna geológica.

2. La mayoría de la dolomita bien estratificada y lateralmente persistente que se encuentra entre los mantos de caliza inalterada, pero no asociada con sales evaporitas, puede explicarse solamente por alteración penecontemporánea de los sedimentos de carbonato de calcio en el fondo del mar o por depositación primaria de la dolomita. Sin embargo, la investigación más reciente efectuada sobre las solubilidades relativas de los diversos compuestos de calcio y de magnesio encontrados en las aguas del mar parece al presente favorecer la deducción de que la alteración penecontemporánea de los sedimentos de carbonato de calcio por compuestos de magnesio en el fondo del mar, es más probablemente un proceso de dolomitización que uno de precipitación primaria.

3. La aragonita y otras formas inestables del CaCO_3 reaccionan mucho más fácilmente con las sustancias químicas que la calcita, y una roca que estuviera formada principalmente de aragonita estaría en una condición muy favorable para ser dolomitizada. Es de especial interés el hecho de que la aragonita es volumétricamente importante en los lodos de carbonato de calcio químicamente precipitados recientes, de los bancos de las Bahamas. Los lodos de aragonita probablemente

fueron volumétricamente importantes entre los elementos que dieron origen a las calizas de grano fino en lo pasado, y la distribución de la aragonita en los sedimentos originales puede tener alguna relación con la dolomitización irregular de las rocas y con los cambios graduales laterales y verticales.

4. Por otra parte, algunos mantos de dolomita pueden mostrar cambios graduales verticalmente a caliza, con cierta brusquedad, aunque los contactos laterales entre la caliza y la dolomita sean de carácter gradual. Tal dolomita es comúnmente vesicular y porosa. Gran parte de tales dolomitas se formaron debajo del mar, pero probablemente a mayor profundidad y en una etapa posterior de diagénesis que las dolomitas penecontemporáneas. Las dolomitas así formadas serían dolomitas realmente secundarias.

5. Van Tuyl creyó que la dolomitización se verifica más favorable en aquellas regiones en las que el agua es más caliente. La dolomitización debe, por tanto, ser favorecida por la poca profundidad del agua y por la cercanía a los litorales. La prueba experimental muestra que la dolomitización es favorecida por la temperatura elevada. El grado de dolomitización está relacionado con el tiempo durante el cual estuvieron descubiertos los sedimentos originales en el fondo del mar, y la velocidad de hundimiento y sepultamiento pueden haber tenido efectos importantes en los resultados producidos.

CRETA

La *creta* es un sedimento poroso, de textura fina y un tanto deleznable. La mayoría de las cretas consisten en muestras de microorganismos, principalmente foraminíferos, alojados en una matriz de calcita finamente cristalina. Normalmente, la creta es de color blanco a gris claro, y está integrada casi enteramente de CaCO_3 en forma de calcita. El contenido de carbonato varía de 90 a 98 por ciento en la creta francesa. La creta de Kansas tiene un contenido promedio de 94 por ciento de carbonato. También, en la creta de Kansas, los microfósiles forman de 17 a 34 por ciento de las rocas, estando formado el resto por la matriz. Otras cretas carecen casi completamente de organismos, y se cree que estas variedades pueden deberse a precipitación química o bioquímica.

Aunque la creta puede contener nódulos de pedernal, casi siempre forma depósitos inalterados. El hecho de que las disoluciones que se mueven a través de un material de tal naturaleza porosa y fácilmente alterable haya tenido tan poco efecto, es verdaderamente notable. Se ha sugerido que la creta fue depositada como calcita en vez de arago-

nita; y que, a causa de la mayor estabilidad de este mineral, no tuvo lugar reorganización alguna como hubiera sucedido si el carbonato de calcio original hubiera sido aragonita. Por tanto, no pudo convertirse en una roca densa y dura.

Las cretas más conocidas parecen ser de edad Cretácica (l. *cretáceo*, fr. *creta*, creta). La creta más famosa es la contenida en los arrecifes de ambos lados del canal de la Mancha. En Norteamérica, la creta se halla en grandes extensiones en mantos de edad Cretácica en Kansas (creta de Niobrara), en Tennessee, Mississippi y Alabama. El grupo de cretas Austin y Selma, de la costa del Golfo, es bastante conocido.

2. Evaporitas

DEFINICIÓN, VARIEDADES Y OCURRENCIA

Las evaporitas son un grupo de depósitos sedimentarios formados por precipitación de sales procedentes de cuerpos de disoluciones concentradas o salmueras, rodeados de tierra. Como la concentración es ocasionada por la evaporación, se les ha llamado colectivamente a estos depósitos *evaporitas*. Los más comunes son los de yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; de anhidrita, CaSO_4 ; sal de roca (o gema), NaCl (halita), y los de caliza y dolomita precipitadas químicamente.

Ciertos carbonatos, como la travertina, la toba, el *caliche* y los carbonatos oolíticos, pueden también ser precipitados por evaporación. La *travertina* y la *toba* (aglutinado calcáreo) se forman por precipitación de la calcita como resultado de la evaporación de manantiales, corrientes y aguas subterráneas. La travertina es densa y por lo general muestra un bandeo delgado y ondulado, mientras que la toba es porosa o celular, y contiene restos e impresiones de plantas. El *caliche* es una costra calcítica producida sobre o cerca de la superficie del terreno de algunas regiones semiáridas, por evaporación del agua subterránea elevada por acción capilar. La composición química de los sulfatos evaporíticos se presenta en la tabla 7-12 que sigue.

La anhidrita ocurre típicamente en forma de depósitos uniformemente estratificados con mosaicos de granos anhedrales entrelazados, o con cristales grandes, bien formados, acomodados en un mosaico de base de grano fino. Los agregados de yeso ocurren en masas no uniformes o en mantos de estratificación perturbada debido a la dilatación que tiene lugar durante la hidratación. El color del yeso y de la anhidrita varía de translúcido a blanco, rosa o tostado (canela). Las texturas de los mantos de yeso son generalmente fibrosas; o bien pueden consistir en cristales anhedrales igualantes de entrelazamiento intrincado. El yeso

que ocurre en vetillas o lentes, ya sea transversal o paralelamente a la estratificación, tiende a formar prismas o fibras normales a las paredes de las venas.

Existen mantos importantes de yeso de edad Siluriana en Nueva York y otros de edad Misisipiana en Michigan. En las Great Plains de los Estados Unidos occidentales, el yeso se presenta en capas interestratificadas

TABLA 7-12
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS EVAPORITAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	—	2.12	0.40	0.10	—
Al ₂ O ₃	—	0.20	2.97	0.12	0.14
Fe ₂ O ₃	—	0.20	0.77	—	0.14
MgO	—	2.11	1.53	0.33	0.24
CaO	41.2	36.76	30.76	32.44	38.46
Na ₂ O	—	—	—	—	0.07
K ₂ O	—	—	—	—	0.19
SO ₃	58.8	36.11	43.70	45.45	39.53
CO ₂	—	6.43	2.80	0.85	7.73
H ₂ O	—	16.27	17.53	20.80	12.69
Total	100.0	100.20	100.46	100.09	99.19

^a Anhidrita, teórica.

^b Yeso (Siluriano), Caledonia, Ontario; yeso calculado, 77.67 por ciento; J. F. Caley, *Geol. Survey Canada Mem.* 224, 1940.

^c Yeso (Siluriano), Nueva York, G. E. Willcomb, analista; yeso calculado, 94.26 por ciento; R. W. Stone y otros, *U.S. Geol. Survey Bull.* 697, pág. 214, 1920.

^d Yeso (Triásico), del este de Cascade, Black Hills, Dakota del Sur, G. Steiger, analista; R. W. Stone y otros, *ibid.*, pág. 248.

^e Yeso (Jurásico ?), Nephi, Utah, E. T. Allen, analista; composición calculada: calcita, 17.5; yeso, 60.5, y anhidrita, 19.3 por ciento; F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.* 770, pág. 232, 1924.

con mantos rojos de diversa edad. También ocurre en la roca de capote de los domos de sal, asociado con anhidrita, azufre, pizarra (shale) y caliza.

Los mantos de anhidrita, de cientos de metros de espesor, se presentan asociados con sal gema, yeso, sales de potasio, dolomitas y arcillas. Mantos de anhidrita bastante conocidos ocurren en el Siluriano de la cuenca de Michigan, en el Misisipiano de la cuenca Williston, en el Permiano del centro de Texas y las partes sur y central de Nuevo México, y en el Cretácico de Florida.

Los mantos de sal de roca ocurren en asociación con evaporitas. La sal, frecuentemente de notable pureza, ocurre en mantos transparentes

o translúcidos. Su color es blanco, grisáceo o amarillento (tostado), y su textura es cristalina gruesa. Los tipos mineralógicos principales son:

1. Sal de roca (halita)
2. Halita-anhidrita-polyhalita, $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
3. Arcilla de sal y roca de halita fangosa
4. Halita-silvita, KCl, y otras sales secundarias

La sal de roca ocurre en muchos períodos, en estratos cuyo espesor varía desde unos cuantos centímetros hasta varias veintenas de metros.

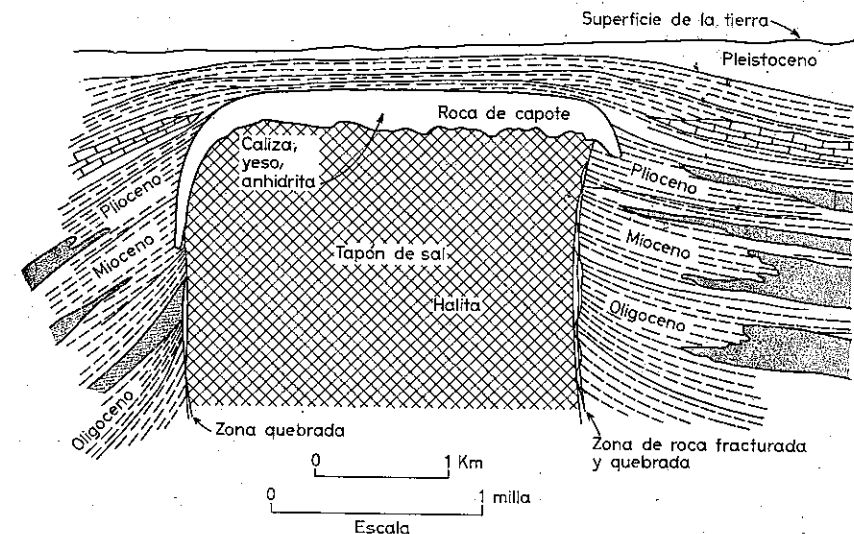


FIG. 7-5. Sección transversal ideal de un domo de sal emplazado por intrusión dentro de los sedimentos circundantes de la Edad Terciaria. Domo Barker's Hill, condado de Chambers, Texas. (Simplificada de *Houston Geol. Soc. Guidebook*, 1941.)

Comúnmente se presenta asociada con otras sales o salinas, como el yeso, la anhidrita y las sales de potasio, en series de mantos que pueden alcanzar espesores hasta de 300 metros. Estas evaporitas se presentan tanto con calizas y dolomitas como con sedimentos de mantos rojos. Unos mantos de sal de roca notables, de edad Siluriana, ocurren en Nueva York, Ohio y Michigan; la sal de roca de edad Misisipiana se encuentra en Virginia, Pensilvania y Michigan. En el poniente de Texas (Permiano) existen unos estratos cíclicos de evaporita en los cuales la pizarra basal lleva encima una sucesión formada por dolomita, caliza, anhidrita y sal.

La sal de roca puede ocurrir también en la forma de un domo. Un domo de sal consiste en un núcleo central de sal en roca y un domo circundante de sedimentos. Los núcleos de muchos domos de sal se han

emplazado por intrusión en los estratos sedimentarios adyacentes (fig. 7-5). Se han encontrado domos de sal en un buen número de regiones, como en el área de Texas-Louisiana-Mississippi, en el área de Colorado-Utah y en muchas otras partes del mundo. A causa de su gran solubilidad, raras veces se encuentra sal de roca en afloramiento.

Las evaporitas están presentes en todos los períodos geológicos desde el Precámbrico en adelante, y aun en nuestros días siguen depositándose. Las evaporitas pueden o no ocurrir con los mantos rojos. Su asociación con dichos mantos indica que las evaporitas se han precipitado en extensiones de cuencas marinas de poca profundidad. Las depositadas en cuencas en hundimiento tienen mucho mayores posibilidades de constituir parte de secuencias no rojas, incluyendo calizas marinas. Las evaporitas se han desarrollado raras veces en cinturones geosinclinales en hundimiento activo.

ORIGEN

La explicación común que se da para la depositación de las evaporitas, postula que una área inundada más o menos extensa, situada en una región árida y con comunicación restringida o intermitente con el mar, estuvo situada de tal manera que el agua perdida por evaporación fue repuesta. Tal situación puede haber existido ya sea en una cuenca marina de estabilidad regular o en una cuenca de hundimiento con la circulación libre impedida por barras y barreras. Las relaciones físicas de los depósitos reales de evaporitas se conocen, en general, en una forma inadecuada. Las variaciones con relación a las fluctuaciones climáticas y comunicaciones marinas de una cuenca de evaporitas, sean ellas constantes o intermitentes, determinarían la naturaleza y la sucesión de las evaporitas.

La secuencia de depositación de las evaporitas a partir de un cuerpo de agua en desecación, así como sus volúmenes, son regulados por la composición química del sistema agua-sal que interviene. En el agua de mar, la calcita y la dolomita se depositan primero; luego, después de que la evaporación ha incrementado la concentración de las sales disueltas en unas tres veces, o más, comienza a depositarse el sulfato de calcio, seguido en turno por la halita, la polyhalita y otras sales más solubles y menos abundantes. En general, se depositan primero las sales menos solubles y al último las más solubles. La solubilidad de una sal dada, y por tanto su depositación, son afectadas por la temperatura y por la presencia de otras sales en el sistema. Los cambios de temperatura y de salinidad durante la evaporación pueden causar inversiones en la secuencia de depositación. En la mayoría de las evaporitas no se ha alcanzado la etapa final de desecación, durante la cual se depositan las

sales más solubles de potasio y magnesio, como en las de Stassfurt, Alemania, y las de la cuenca permiana del oeste de Texas y de Nuevo México; la mayoría de los depósitos contienen solamente yeso y anhidrita, y quizá sal de roca.

El sulfato de calcio puede depositarse en forma de yeso o de anhidrita, dependiendo de la temperatura y de la concentración de la disolución. El yeso se precipita por debajo de 42° C., mientras que por encima de dicha temperatura se forma anhidrita. Durante la evaporación, el yeso puede ser sucedido por la anhidrita, a medida que la salinidad

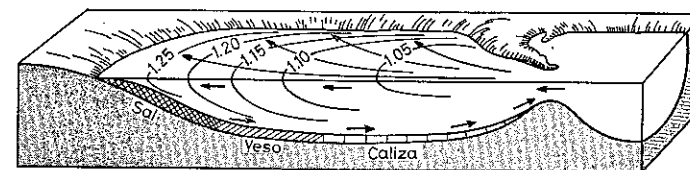


FIG. 7-6. Diagrama esquemático que muestra la circulación del agua en una cuenca de evaporitas, las líneas de igual densidad de salmuera y la distribución correspondiente de los depósitos de evaporitas. (Según L. I. Briggs, Jr., *Mich. Acad. Sci.*, 1957.)

de la disolución acuosa de sulfato de calcio aumenta. A partir del agua de mar evaporada a 30° C., quizá la mitad del sulfato de calcio disuelto se deposita primero como yeso, y la otra mitad después, como anhidrita. El yeso sujeto a presión y temperatura, acompañado de enterramiento profundo, se transforma en anhidrita, y en las condiciones que prevalecen en la superficie, la anhidrita se transforma en yeso.

Un trabajo reciente efectuado por L. I. Briggs (fig. 7-6) indica que la evaporación y circulación superficiales de salmueras de concentración progresiva, dan por resultado la segregación lateral de diferentes evaporitas en una bahía de muy poca profundidad unida con áreas sin mareas. Después de una concentración parcial, la salmuera resultante puede ser trasladada a otra cuenca restringida, en donde sufra concentración y precipitación ulteriores. A medida que se contrae de tamaño la cuenca, los precipitados que siguen quedan confinados a áreas más y más pequeñas, y consecuentemente producen depósitos relativamente más gruesos y menos extensos.

Las sales se derivaron de agua connata, o de formación simultánea, y fueron deslavadas por la lluvia y entregadas a una cuenca interior en tierra firme. Los depósitos de este tipo no necesitan estar cerca ni asociados con sedimentos marinos contemporáneos. Por otra parte, las sales derivadas de evaporitas más antiguas y entregadas a cuencas interiores semejantes, pueden dar lugar a depósitos de evaporitas más pu-

ras, en condiciones de disolución fraccionaria. Las sales derivadas directamente del intemperismo de las rocas ígneas, y acumuladas en una cuenca interior, pueden originar depósitos bastante diferentes en composición de los derivados del agua de mar.

Finalmente, todos los depósitos de evaporitas requieren la existencia de condiciones áridas, para que la evaporación exceda a la precipitación. Las condiciones áridas deben su existencia a un fuerte relieve, como el de cadenas montañosas que sirven de barreras a los vientos cargados de humedad.

3. Rocas sedimentarias silíceas

DEFINICIÓN Y VARIEDADES

La nomenclatura de las rocas sedimentarias silíceas no está completamente uniformada. Entre ellas, el pedernal (chert), sílex (flint) y novaculita representan el miembro extremo de la sílice. Como sería de esperar, el contenido de sílice es extremadamente alto en las rocas silíceas, constituyendo más de 95 por ciento (tabla 7-13). Las rocas silíceas con mezcla de carbonatos contienen CaO, CO₂, MgO y FeO; las que tienen impurezas arcillosas contienen Al₂O₃.

El *pedernal* (chert) es la roca química sedimentaria silícea más común. Es una roca muy densa, dura y criptocristalina, compuesta de ópalo, calcedonia y cuarzo criptocristalino, o una mezcla de estos minerales. La fractura del pedernal es astillosa fuerte a concoidea. Puede tener cualquier color, como gris, azul, verde, rosa, amarillo, café y rojo, e indudablemente se origina de diversos modos. Algunos pedernales muestran laminación irregular, con alternaciones de cuarzo criptocristalino y de calcedonia de grano grueso, o de carbonato y material carbonáceo. En otros pedernales, el carbonato o la dolomita forman granos, vetillas, rayas o listas y agregados irregulares. El carbonato puede exhibir un reemplazamiento extenso por sílice, razón por la cual las vetillas de cuarzo o de calcedonia, o de ambos, son comunes. Algunos pedernales son de textura oolítica, dando origen a los *pedernales oolíticos*. Las oolitas calcáreas han sido reemplazadas por calcedonia y cuarzo criptocristalino en dibujos concéntricos. Entre las oolitas, el cuarzo de grano fino y el carbonato forman la matriz.

El pedernal ocurre en forma de capas continuas interestratificadas con calizas y pizarras (shales), que forman *pedernales estratificados*. Algunas ocurrencias de pedernal, como las que se encuentran inmediatamente debajo de la superficie y sobre las calizas del Misisipiano, a lo largo del área levantada del centro de Kansas, son masas brechadas. Muchos conglomerados y areniscas contienen guijas y granos detríticos

TABLA 7-13
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS PEDERNALES Y ROCAS AFINES

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f	(7) ^g
SiO ₂	82.69	70.78	99.47	98.93	41.41	73.71	98.75
TiO ₂	—	0.03	—	0.005	—	0.50	—
Al ₂ O ₃	1.76	0.45	0.17	0.14	12.27	7.25	2.63
Fe ₂ O ₃	1.00	0.02	0.12	0.06	0.17	2.63	1.43
FeO	0.31	0.30	—	0.08	20.00	0.44	—
MnO	0.01	0.02	—	0.01	—	—	0.02
MgO	1.08	1.88	0.05	0.02	2.40	1.47	tr
CaO	2.93	12.90	0.09	0.04	0.62	1.72	1.36
Na ₂ O	0.50	0.05	0.15	tr	1.29	1.19	—
K ₂ O	2.61	0.06	0.07	tr	3.98	1.00	—
H ₂ O+	4.75	0.32	0.12	0.17	0.51	6.94	—
H ₂ O—	—	0.48	—	0.27	—	2.88	—
P ₂ O ₅	0.21	0.16	—	tr	—	0.24	—
CO ₂	2.28	12.04	—	0.02	16.56	—	1.00
SO ₃	—	tr	—	—	—	0.16	—
Cl	0.15	—	—	—	—	—	—
C	—	0.33	—	0.18	0.38	—	—
Total	100.28	99.82	100.24	99.92	99.59	100.13	100.19

^a Promedio de 10 rocas pedernalosas, formación Monterey, Mioceno, California; M. N. Bramlette, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 212, 1946.

^b Pedernal nodular calcáreo, caliza Delaware, Devoniano, Ohio, D. Schaaf, analista; W. Stout y R. A. Schoenlaub, *Bull. Geol. Survey Ohio*, n.º 46, ser. 4, 1945.

^c Novaculita, Devoniano, Rockport, Arkansas, R. N. Brackett, analista; F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.* 770, 1924.

^d "Pedernal" Vanport, Carbonífero, Flint Ridge, Ohio, D. Schaaf, analista; W. Stout y R. A. Schoenlaub, *Bull. Geol. Survey Ohio*, n.º 46, ser. 4, 1945.

^e Porcelanita, Mioceno, Monterey, California, W. T. Huang, analista; 1947.

^f Pizarra diatomácea, Hollywood, California, J. C. Fairchild, analista; H. W. Hoots, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 165-C, 1931.

^g Pedernal estratificado Ft. Payne, Misisipiano, Lafayette, Georgia, L. F. Turner, analista; *Georgia Geol. Survey Bull.* 60, 1953.

de pedernal. También ocurren los pedernales como concreciones, nódulos e hilillos en muchas rocas sedimentarias calcáreas.

Los pedernales estratificados encuentran su ejemplo en el pedernal Monterey (Mioceno), de California. En la cadena costera de California se encuentra una formación de pedernales radiolarios y areniscas interestratificadas de la serie Franciscana (Jurásico), de un espesor estimado de 4,500 m. Los pedernales Rex (Permiano), de Idaho, de Montana y de Wyoming están asociados con fosforita.

El *pedernal* "Flint" es una variedad negra del pedernal que tiene fractura concoidea. Este término debe reservarse para los artefactos, a los cuales se aplica con mayor frecuencia. Este pedernal está compuesto principalmente de calcedonia y cuarzo criptocristalino, y generalmente

ocurre como nódulos en la caliza y creta. El *jaspe* consiste en cuarzo criptocristalino, formado por recristalización de la calcedonia, y teñido de café y rojo por los óxidos de hierro. Se presenta asociado con los minerales de hierro. El *tripoli* es un agregado poroso de color claro que consta principalmente de sílice de grano fino. Esencialmente es un residuo de rocas carbonatadas parcialmente silicificadas, de las cuales fue deslavado el carbonato.

La *novaculita* es un pedernal blanco que se encuentra en el oeste de Arkansas y en el oeste de Texas. Es un pedernal muy tenaz y de grano uniforme que está formado por cuarzo criptocristalino y microgranular. Los microfósiles silíceos son abundantes en algunas capas. Algunas novaculitas son casi sílice pura, aunque pueden estar presentes impurezas tales como carbonatos y minerales de hierro. Otras novaculitas exhiben pronunciados efectos cataclásticos, entre los que se cuentan fósiles deformados, microfallas granuladas, brechadas, y venillas de cuarzo torcidas.

Porcelanita (g. *porzellan*, porcelana) es una denominación que se aplica ampliamente al pedernal impuro, opalino, que tiene la textura y el lustre de la porcelana sin vidriar. Las impurezas son esencialmente sustancias arcillosas y carbonatadas, siendo las primeras evidentemente las más comunes. Algunas de ellas son en realidad pizarras muy silíceas. La formación Monterey, de California, y la formación Mowry, en Black Hills, son típicas.

Las acumulaciones de diatomeas y radiolarios forman depósitos de sedimentos silíceos. A los depósitos no consolidados de diatomeas se les llama *tierra de diatomeas*. Si son consolidados, se les llama *diatomitas*. De modo semejante, las denominaciones *tierra de radiolarios* y *radiolarita* se refieren, respectivamente, a depósitos no consolidados y compactos de restos de radiolarios. Las diatomeas son prolíficas y diminutas plantas acuáticas monocelulares, que tienen caparazones o conchas silíceas de dos valvas, en forma de botes o barquillas, medias lunas, discos, agujas y muchas otras. Sus superficies están adornadas en extremo con espinas, marcas redondeadas, crestas y punzonaduras. La concha de la diatomea es de tamaño submicroscópico. Se han reconocido unas 10,000 especies, tanto de agua dulce como marinas. Las diatomitas pueden subdividirse en tipos de agua dulce y tipos marinos. Muchas diatomitas de agua dulce se forman de esqueletos pequeños, de paredes gruesas y forma de barril. Algunas constan principalmente de unas cuantas especies, mientras que otras están formadas por una cantidad numerosa de ellas. Además de diatomeas, la mayoría de las diatomitas contienen pequeñas cantidades de minerales arcillosos, cuarzo detrítico, zircón, granate, pómez y otros fragmentos de roca, fragmentos volcánicos, espículas de esponja, radiolarios y fragmentos orgánicos. Las diatomitas de agua

dulce son masivas, más enteramente consolidadas y de color más claro que las diatomitas marinas, las cuales son característicamente laminadas con rayaduras oscuras separadas por distancias poco mayores de un centímetro, paralelas a la estratificación, y endurecidas en menor grado. Las ocurrencias más importantes se encuentran en California (Mioceno), Nevada, Oregon y Washington. Las radiolaritas están formadas por esqueletos opalinos o fragmentos de radiolarios, generalmente alargados con estructuras de celosía. Los demás materiales que se encuentran en las radiolaritas son semejantes a los contenidos en las diatomitas. El fango abisal comprende algunos tipos de radiolarita.

ORIGEN

El origen de las rocas sedimentarias silíceas es discutible. Los depósitos de pedernal son indicadores de profundidad y ambiente fisicoquímico durante la depositación y la diagénesis. Algunas ocurrencias sugieren depositación primaria de la sílice por procesos químicos; otras, como los nódulos de pedernal y las capas concrecionadas en rocas sedimentarias calcáreas, son secundarias, como lo señala la estructura silicificada de reemplazamiento de fósiles en las rocas.

La sílice existe en disolución en cantidades apreciables en la mayoría de los ríos, y gran parte de esta sílice está probablemente en disolución como un coloide que es arrastrado hasta el mar y precipitado por los electrolitos en el agua del mar. Se estima que cada año llegan al océano alrededor de 324 millones de toneladas de sílice disuelta. La cantidad de sílice disuelta que resulta de la descomposición de los silicatos por el intemperismo es máxima si la descomposición tiene lugar en regiones de bajo relieve y de clima tropical o subtropical. Por tanto, los sedimentos silíceos se acumularon cuando y en donde prevalecieron tales condiciones en las playas vecinas. Es indudable que una parte de la sílice disuelta en las aguas superficiales es de origen volcánico, como, por ejemplo, la depositada en la formación Mowry de pizarra (shale) silícea del Cretácico. Gran parte de su carácter altamente silíceo se debe a la ceniza volcánica.

Según S. G. Vishnyakov, los pedernales se presentan más comúnmente en calizas de aguas profundas, de grano fino a mediano, formadas en las partes tranquilas de una cuenca. También ha encontrado que los pedernales son más abundantes en las facies foraminíferas de las aguas profundas que en las facies braquiopódicas de las aguas someras. Las calizas oolíticas que se formaron en aguas sujetas a movimiento carecen de hilillos y nódulos de pedernal. El bajo pH, la baja temperatura y la elevación de la salinidad favorecen la precipitación de la sílice.

Se cree que los pedernales estratificados se han formado por deposición directa de la sílice o por diagénesis y silicificación de tierras radiolarias y diatomáceas. Algunos pedernales estratificados pueden representar mantos de ceniza volcánica silicificada, submarina. Se ha sugerido que las erupciones volcánicas submarinas sean posiblemente las fuentes de la sílice. Aun esto no aclara el problema de la deposición del pedernal, porque tales ambientes también favorecen la abundante profusión de los organismos secretores de sílice. La pedernalización de las oolitas, las calizas en bolas y las estromatolitas es postdeposicional, pero puede haber sido penecontemporánea de la deposición y no haberse prolongado por largo tiempo después de ella. El bajo contenido de sílice de la mayor parte del agua de ríos y el aun más bajo contenido del agua de mar es favorable a la hipótesis de que la precipitación orgánica es el principal agente para la formación de los mantos de pedernal. No es inherentemente imposible que los simples organismos secretores de sílice extiendan su existencia hacia atrás en el tiempo hasta la formación de las rocas más antiguas, como las rocas volcánicas del período Keewatin, del Precámbrico Inferior, que llevan cantidades considerables de pedernal. Las diatomeas, los radiolarios y otros organismos secretores de sílice son eficientes en la extracción de sílice de disoluciones no saturadas con respecto a la sílice amorfa. Según R. K. Iler, las diatomeas agotan tales disoluciones hasta concentraciones de 65 a 85 microgramos por litro. En ausencia de un mecanismo inorgánico para la precipitación de la sílice, y en vista de la eficiencia bioquímica de la extracción de la misma, parece que los organismos silíceos son probablemente responsables de la conservación de los océanos en un grado inferior al de saturación con sílice. Una comprobación parcial de lo anterior es el aumento de la abundancia de diatomeas y radiolarios que siguen a las precipitaciones de cenizas volcánicas, que liberan sílice en abundancia en el proceso de alteración del vidrio.

Otra fuente bioquímica de sílice precipitada pueden ser las especies florales secretoras de sílice. Existen algunas plantas terrestres, como el bambú y la cola de caballo, que segregan pequeñas cantidades de sílice, y puede ocurrir que también lo hagan algunas especies marinas. Aunque la cantidad de sílice segregada por organismo puede ser muy pequeña, la cantidad absoluta aportada por una gran población puede ser significativa.

Las lentes y los nódulos de pedernal encontrados en muchas formaciones sedimentarias, como el grupo Ellenburger (Ordoviciano y Cámbrico) son el resultado de una lixiviación intensa de dolomitas y calizas que contienen cantidades importantes de pedernal intersticial. Tales pedernales están comúnmente enlazados con drusas de cuarzo cristalino,

resultantes de la redistribución diagénica de la sílice diseminada por aguas meteóricas, y haciendo a la masa total intemperizada más compacta y masiva que la que se encuentra entre los residuos preparados a partir de roca fresca, relativamente no deslavada. El origen es, por tanto, complejo.

Los depósitos pedernalosos pueden desarrollarse a lo largo de juntas y fallas o por mineralización, brecciación u otras causas posteriores a la consolidación de la roca. La sílice necesaria para dar origen a estos reemplazamientos puede ser introducida hidrotermalmente o acarreada por disoluciones, tales como aguas de origen simultáneo, aguas subterráneas y corrientes termales emigrantes de rocas silíceas hacia las rocas que estén siendo reemplazadas.

Las corrientes de agua caliente derivan su contenido de sílice de la disolución y alteración de los silicatos. Precipitan su sílice cuando se enfrían en la superficie y se vuelven sobresaturadas, formando concreciones opalinas o silíceas. Las aguas termales pueden circular también sin salir como manantiales calientes, y precipitan su sílice en los espacios de los poros a medida que las aguas se enfrían dentro de las rocas cercanas a la superficie.

4. Rocas sedimentarias ferruginosas

COMPOSICIÓN, TEXTURA Y VARIEDADES

La presencia del hierro es especialmente evidente en las rocas coloreadas de rojo o de café con óxidos férricos. Los minerales de hierro más comunes en las rocas sedimentarias son la limonita, la hematita, la siderita, la greenalita, la glauconita, la pirita, la marcasita y la magnetita. Las rocas ricas en hierro, es decir, las rocas sedimentarias que contienen hierro en mayor cantidad que lo ordinario, son relativamente raras, aunque son prominentes en las formaciones de hierro del Precámbrico en la región del lago Superior y en muchas partes del mundo. Estas rocas son de importancia económica, pero su descripción sería demasiado larga para este libro.

Es difícil dar una definición precisa de las rocas sedimentarias ferruginosas, porque el término abarca un grupo de rocas de características mineralógicas y de textura muy diversas (tabla 7-14). Las rocas sedimentarias ferruginosas o piedras de hierro consideradas aquí son las rocas 10 por ciento, o más, o 15 por ciento de Fe_2O_3 o su equivalente. Esto correspondería a 21.3 por ciento de Fe_2O_3 o 19.4 por ciento de FeO . Las subdivisiones principales de los sedimentos ferríferos son sulfuros, carbonatos, óxidos y silicatos.

1. Las rocas de silicatos de hierro están compuestas principalmente de glauconita y chamoisita. La glauconita es un silicato hidratado de potasio y aluminio, que contiene ambos hierros, férrico y ferroso, y un poco de magnesio. Se forma por autigénesis marina y es un mineral sedimentario típico. Las bolas de glauconita fresca son de color verde brillante; son inestables y la oxidación puede cambiarlas por agregados limoníticos de color café. La arenisca glauconítica o arena verde es un sedimento cuarzooso formado principalmente por esferas de glauconita. La glauconita es estructuralmente una arcilla. Cuando es muy fina, está

TABLA 7-14
ANÁLISIS QUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS FERRUGINOSOS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	36.67	31.84	8.51	12.59	8.71
TiO ₂	0.39	0.12	0.36	0.27	—
Al ₂ O ₃	6.90	2.09	6.12	5.71	3.67
Fe ₂ O ₃	—	14.83	1.77	75.12	30.24
FeO	2.35	20.59	36.91	—	—
FeS ₂	38.70	—	—	—	—
MnO	—	2.35	0.42	0.06	—
MgO	0.65	3.80	3.75	0.42	7.84
CaO	0.13	1.49	5.54	1.49	20.64
Na ₂ O	0.26	nd	0.05	—	—
K ₂ O	1.81	nd	0.03	—	—
H ₂ O+	1.25	1.80	4.05	2.17	—
H ₂ O—	0.55	1.80	10.00	0.52	—
P ₂ O ₅	0.20	0.83	1.30	1.63	0.75
CO ₂	—	19.40	20.70	—	24.78
SO ₃	2.60	—	—	—	0.15
S	—	0.33	0.05	—	—
C	7.60	—	0.27	—	—
Total	100.06	101.27	99.83	99.98	96.78

^a Formación de sulfuro de hierro, Precámbrico, Iron River, Michigan; H. L. James, *Econ. Geol.*, vol. 49, pág. 250, 1954.

^b Carbonato de hierro pedernaloso, Precámbrico, Crystal Falls, Michigan, J. G. Fairchild, analista. Composición aproximada: pedernal 20, siderita 48, y estilpnomelana 23 por ciento. F. J. Pettijohn, *U.S. Geol. Survey Circ.* 153, 1952.

^c Piedra de lodo siderítica-chamoisítica, piedra de hierro de Cleveland, Gran Bretaña, J. E. Stead, analista; A. F. Hallimond, *Geol. Survey G. Brit., Spec. Repts. Mineral Resources*, vol. 29, 1925.

^d Hematita chamoisítica (Ordoviciano), Wabana, Terranova. Composición aproximada: hematita 65, chamoisita 24 por ciento. A. O. Hayes, *Geol. Survey Canada, Mem.* 78, 1915.

^e "Mineral fósil" de hematita, Clinton (Siluriano), Alabama, E. C. Sullivan, analista. Composición aproximada: hematita 30, calcita 17 y dolomita 36 por ciento. E. F. Burchard y otros, *U.S. Geol. Survey Bull.* 400, 1910.

diseminada como pigmento verde en la caliza, o puede estar relativamente concentrada con zonas de nódulos fosfáticos. Existen todos los grados entre la arena verde y la arenisca, piedra de lodo, pizarra (shale) y caliza.

La glauconita se forma en condiciones de sedimentación lenta en ambientes marinos más bien restringidos, particularmente en donde prevalecen condiciones reductoras. Como cualquier otro mineral autigénico, la glauconita, una vez formada, puede ser transportada y clasificada en forma de granos detríticos e incorporada en los sedimentos en cualquiera otra parte. La ocurrencia de la glauconita indica, sin embargo, un ambiente marino de deposición.

La chamoisita, una clorita rica en hierro, es un componente importante de algunos minerales de hierro sedimentarios. Las piedras de hierro de chamoisita están formadas por un agregado de grano fino de chamoisita criptocristalina verde. Las rocas de chamoisita férrica son rocas híbridas de chamoisita y hematita. Estas rocas son oolíticas, y las oolitas constan de hematita o de chamoisita, o de alternaciones de las dos. La matriz contiene hematita, chamoisita y localmente cuarzo, así como siderita, calcita y colófana. Otras rocas de chamoisita férrica contienen limonita o magnetita, con oolitas complejas de chamoisita-hematita en matriz rica en chamoisita. Muchas oolitas tienen núcleos de granos de cuarzo. En otras rocas, estas oolitas complejas ocurren en una matriz siderítica.

2. Las rocas de óxido de hierro son arenisca y pizarra ferruginosas en las cuales la hematita o la limonita es el mineral ferrífero principal, y en algunos lugares constituyen importantes minerales comerciales de hierro. El mineral Wabana de edad Ordoviciano, en Terranova, y el mineral de hierro Clinton de edad Siluriana, de la región de los Apalaches, son ejemplos. Se encuentran depósitos esencialmente similares, tanto jóvenes como antiguos, en muchas partes del mundo.

Un tipo de sedimento hematítico es el oolítico. Las oolitas de hematita se forman por crecimiento en torno de núcleos de arena, fango o pedazos de concha, por lo cual desarrollan una estructura concéntrica delicada. La mayoría de las hematitas oolíticas son depósitos clásicos en los cuales las oolitas mismas pueden haber sido mezcladas y clasificadas mecánicamente con otros materiales detríticos. Las oolitas pueden estar revestidas de películas de chamoisita. La matriz es arenosa o arcillosa y puede contener además chamoisita, siderita, dolomita, calcita y despojos orgánicos.

La hematita puede impregnar a la arenisca o a la piedra de lodo fangosa como un cemento, o bien puede estar presente como recubrimientos delgados en los granos de arena. Estas rocas contienen menos

hierro que aquellas que son abundantemente oolíticas, y los dos tipos se presentan combinados en forma gradual.

3. La principal roca de carbonato de hierro es la caliza ferruginosa, la cual tiene una parte de su estructura calcárea y de sus fragmentos de fósiles reemplazada por hematita o siderita, formando rocas sedimentarias típicas de color café o rojizo. Los grados más avanzados de reemplazamiento de la caliza fosilífera por hematita dan origen al mineral "fósil", como el de la región de los Apalaches. Tales depósitos ricos en hierro, están generalmente interestratificados con otros sedimentos marinos de poca profundidad. Son de ordinario delgados, pero persistentes. Las masas oolíticas, fosilíferas, granulares o concrecionadas son características, pero en algunos casos son más o menos de carácter uniforme.

4. Las rocas de sulfuros de hierro contienen pirita y marcasita. La pirita es de existencia general en los sedimentos y se forma en aguas estancadas desoxigenadas por putrefacción bacteriana del material orgánico. También ocurre la pirita como mineral autigénico en los depósitos sapropélicos (véase la sección siguiente), como las pizarras negras orgánicas y las calizas. Los sulfuros de hierro pueden estar diseminados en la roca, segregados en masas nodulares, precipitados en geodas y vetas, o bien reemplazar fósiles. Las concreciones y nódulos de sulfuros de hierro son particularmente comunes en calizas, pizarras (shales), carbones minerales y algunas areniscas.

Muchas de las pizarras (slates) negras del Precámbrico y de las grauwasckas asociadas de la región del Lago Superior son fuertemente piríticas. Las calizas piríticas en el Tully (Devoniano), de Nueva York, y las de Greenhorn (Cretácico Superior), de Wyoming, pasan gradualmente a mantos de pirita granular. Los mantos Ordovicianos de pirita oolítica con fragmentos tanto de graptolita piritizados como sin alterar, aparecen alojados en una matriz pedernalosa de grano muy fino en el área de Wabana, de Terranova. Así, la ocurrencia de la pirita establece una variedad de sulfuros entre las rocas de hierro sedimentarias.

ORIGEN

El hierro es uno de los elementos más abundantes de la corteza terrestre, y muy pocas rocas están ciertamente libres de hierro. La pizarra (shale) media, por ejemplo, contiene 6.47 por ciento de Fe_2O_3 y FeO . Por tanto, en el sentido más amplio, todas las rocas sedimentarias tienen posibilidades de llevar hierro. El origen de las rocas sedimentarias ferruginosas ha sido por mucho tiempo un tema de controversia. Ha sido sólo hasta en años recientes cuando la petrografía

y la geoquímica de la formación del hierro han alcanzado una etapa que permite desenredar la compleja historia natural de estas interesantes fases de la sedimentación, portadoras de hierro.

El hierro contenido en las rocas sedimentarias ferríferas se ha considerado que se deriva de la descomposición de los minerales ferríferos de las rocas durante el ciclo normal de intemperismo, o que ha sido aportado por aguas hidrotermales.

El carácter insuficiente del intemperismo para suministrar disoluciones del tipo adecuado para la precipitación del hierro, ha conducido a algunos investigadores a relacionar la depositación del hierro con el vulcanismo. Las investigaciones recientes han demostrado que en condiciones tropicales o subtropicales, el contenido de hierro y de sílice de las corrientes de agua puede ser muy elevado y suficiente para explicar la formación del hierro por depositación.

El transporte del hierro ha sido considerado un problema. Algunos investigadores han postulado la existencia de una atmósfera reductora con el fin de explicar la extensa precipitación del hierro siderítico en el Precámbrico. J. E. Maynard¹ ha señalado que el hierro es transportado en forma de óxido férrico hidrosoluble estabilizado por coloides orgánicos y, en cantidad más pequeña, como sales de ácidos orgánicos. Su trabajo experimental indica que pueden ser mantenidos en solución coloidal hasta 36 partes por millón de óxido férrico, en 16 partes por millón de materia orgánica.

Como se indicará en el Capítulo 8, el compuesto de hierro precipitado es primordialmente una función del potencial (Eh) de oxidación-reducción. La forma en la cual se precipita el hierro es una función del ambiente local de depositación.

La mayoría de las rocas sedimentarias portadoras de hierro sufren cambios postdepositacionales. El intemperismo, la diagénesis y el metamorfismo producen todos cambios marcados en la mineralogía y en las texturas. Las evidencias de reemplazamiento, como el de fósiles y el de mineral "fósil", demuestran que el hierro emigra y fácilmente reemplaza al carbonato de calcio. Sin embargo, las conchas y las guijas de caliza sideritizadas que se observan en una matriz de calcita clara, han sido interpretadas explicando que la sideritización tuvo lugar sobre el fondo del mar. La persistencia estratigráfica de los mantos ferríferos, la conservación de los rasgos sedimentarios finos y la presencia de fragmentos de roca de hierro en diques clásticos y en brechas de intraformación, hacen que el origen de reemplazamiento de las formaciones de hierro parezca muy poco probable.

¹ Comunicación personal.

5. Rocas sedimentarias fosfáticas

Aunque el agua de mar está saturada con una solución diluida de fosfato tricálcico, una gran cantidad del fosfato de calcio se deposita en sedimentos no marinos, y se encuentra abundantemente diseminado como un elemento constitutivo secundario en muchas rocas sedimentarias.

TABLA 7-15
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS FOSFÁTICOS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c
SiO ₂	0.46	36.65	1.21
TiO ₂	—	0.16	—
Al ₂ O ₃	0.97	1.02	1.30
Fe ₂ O ₃	0.40	1.77	8.36
FeO	—	—	—
MnO	—	0.04	—
MgO	0.35	0.50	0.10
CaO	48.91	29.43	40.38
Na ₂ O	0.97	1.01	—
K ₂ O	0.34	0.47	—
H ₂ O+	1.34	—	—
H ₂ O—	1.02	3.14	3.02
P ₂ O ₅	33.61	17.14	21.44
CO ₂	2.42	5.19	9.20
SO ₃	2.16	1.48	—
Cl	—	—	—
F	0.40	2.08	1.52
S	0.40	0.05	—
Materia orgánica	—	0.58	0.37
Total	93.75	100.71	86.90

^a Manto de fosfato, formación Phosphoria (Permiano), Cokeville, Wyoming, G. Steiger, analista; F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.* 770, pág. 534, 1924.

^b Estrato superior de fosforita (Cenomaniano), Briansk; G. I. Bushinsky, *J. Sediment. Petrol.*, vol. 5, pág. 90, 1935.

^c Fosfato oolítico, formación Modelo (Mioceno), California, J. G. Fairchild, analista; H. W. Hoots, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper* 165-C, pág. 106, 1931.

rias. Sólo en algunos estratos está el fosfato de calcio suficientemente concentrado para formar lo que se llaman *fosforitas*. La composición química de éstas y de los sedimentos se resume en la tabla 7-15.

La forma más común de fosfato sedimentario es la colofana, una mezcla fosfática criptocristalina de diversas variedades de apatita, que amerita un nombre separado a causa de su apariencia distintiva. Gran

parte de la colofana es orgánica. Es el componente esencial de los huesos, de los dientes y de algunas conchas marinas. Los residuos fecales de muchos organismos son también fosfáticos, y este origen ha sido atribuido a muchas bolas o esferas fosfáticas en los sedimentos.

La colofanita inorgánica también es de ocurrencia abundante. Muchas fosforitas consisten en arena, fango o arcilla cementados con colofanita. En algunos casos, los mantos fosfáticos ocurren en forma de masas oolíticas, concrecionarias, o finas, granulares y nodulares, interestratificadas con depósitos de pizarra, piedra de lodo, arenisca, pederal y caliza no fosfáticas. La fosforita de la formación Phosphoria (Permiano), de Montana, Idaho, Utah y el oeste de Wyoming, es de este tipo. Los depósitos fosfáticos contienen sólo unos cuantos fragmentos de fósiles, tales como pequeños gasterópodos, braquiópodos y algunos restos de peces.

El origen de la fosforita no ha sido totalmente comprendido, pero la acumulación puede tener lugar en condiciones de sedimentación lenta en áreas restringidas en las que prevalezcan circunstancias reductoras, incluyendo el vulcanismo submarino, el desprendimiento de anhídrido sulfuroso, el estrecho control de la temperatura del agua y el pH (véase el capítulo siguiente).

Los sedimentos formados por agentes bioquímicos contienen algo de fósforo aportado por conchas de invertebrados, y posteriormente por reemplazamiento diagenético. Estos producen *caliza y pizarra fosfáticas*. Las acumulaciones residuales procedentes de calizas fosfáticas producen mantos fosfáticos relativamente puros, como los depósitos de fosfato de Florida. Estas fosforitas secundarias son parcialmente "fosfato de guijas de tierra" residuales y parcialmente "fosfato de guijas de río" transportadas. Una parte del fosfato de los nódulos o guijas residuales es vuelto a disolver y a precipitar; alternadamente, los nódulos pueden servir para iniciar la precipitación de nuevo fosfato del agua del mar.

6. Rocas sedimentarias orgánicas

Ya han sido descritas varias rocas sedimentarias orgánicas como la diatomita, la radiolarita, la fosforita y la caliza orgánica. En esta parte, el estudio de los sedimentos orgánicos está limitado a la pizarra y al carbón mineral orgánicos.

PIZARRAS ORGÁNICAS

Composición y textura. Muchas pizarras orgánicas están formadas por lodos, limos y fangos blandos que tienen un alto contenido de ele-

mentos bituminosos, y que se conocen como *depósitos sapropel*, o simplemente *sapropel*. Los materiales orgánicos pueden estar compuestos principalmente por las partes más resistentes de las estructuras de las plantas; pero si las aguas de depositación fueron suficientemente tóxicas, puede haberse conservado algo de la estructura original de la planta. Los restos de algas grasas y cerosas pueden ser desde raros hasta abundantes, y en algunos casos éstos componen esencialmente el conjunto de un depósito. Por ejemplo, las especies de *Pila* y *Reinchia* parecen estar abundantemente representadas en la coorongita, del distrito Coorong, de Australia. Las partes preservables de los animales planktónicos y nectónicos de las aguas suprayacentes, pueden ser desde comunes hasta abundantes en los depósitos sapropélicos, en las formas de huesos, escamas de peces, conchas, etc. Los restos de los organismos bentónicos deben ser comunes, puesto que los fondos de acumulación sapropélica no son lugares favorables para la permanencia de los bentos.

Existen todos los grados entre los depósitos sapropélicos compuestos predominantemente de esporas y sustancias afines que son de alto contenido de material graso, ceroso y resinoso, y los depósitos sapropélicos de algas de pantano, compuestos principalmente de los restos de algas grasas. De modo semejante, existen todas las gradaciones comprendidas entre los depósitos sapropélicos y los húmicos. Los depósitos sapropélicos libres de sustancias inorgánicas forman un carbón mate de alta calidad (véase la sección más adelante); los depósitos sapropélicos con cantidades considerables de sedimentos inorgánicos forman *pizarras negras o petrolíferas*.

Las *pizarras negras* son de dos clases, de las cuales una tiene materia orgánica principalmente de origen terrestre y compuesta de carbohidratos y materiales celulósicos y ligníticos, y la otra tiene materia orgánica principalmente de origen acuático y compuesta de esporas, algas y otros materiales grasos, cerosos y resinosos depositados en el mar abierto. La primera es la *pizarra bituminosa* y se presenta asociada con condiciones pantanosas y mantos de carbón; la última es la *pizarra petrolífera* y es distintivamente acuática o marina en un grado considerable.

La textura de la pizarra negra varía de laminada en capas delgadas a estratificada. Los sedimentos asociados incluyen mantos delgados de arenisca de grano fino, de caliza oscura y de pizarra gris.

Las *pizarras petrolíferas* u *oleosas* son pizarras carbonáceas que al ser destiladas ceden parafinas y oleofinas, conocidas colectivamente como *kerógenas*. La materia orgánica consiste principalmente en fragmentos de plantas como esporas, fragmentos de cutícula, granos de polen, restos de algas y fragmentos macerados.

Los colores de las pizarras petrolíferas pueden ser el negro, como en la pizarra Châtanooga, del valle de Ohio; el café negro, como en la torbanita escocesa; el café, como en las pizarras del Brasil; el amarillento o ante, como en la pizarra petrolífera de Wisconsin, y el color casi rojo, como en el esquisto de pizarra rojo de Estonia. Algunas pizarras petrolíferas parecen masivas, pero se dividen en láminas por el intemperismo. En muchas, las láminas son del grueso de un papel y frecuentemente se parecen un tanto al cuero y son elásticas. La laminación de las pizarras petrolíferas puede ser estacional, como ha sido postulado por W. H. Bradley para las pizarras del Green River, o bien puede deberse en algunos casos a los períodos generativos de los organismos que forman la materia orgánica.

Las pizarras petrolíferas más ricas son las llamadas *Bogheads* (cabezas de pantano). La pizarra de petróleo diáfano de Nueva Gales del Sur, en Australia, es una de las más ricas en petróleo de las *Bogheads*. La materia orgánica de esta pizarra está compuesta principalmente por colonias del alga *Reinchia australis*. La pizarra Châtanooga y la formación Green River han sido consideradas una fuente importante de roca (pizarra oleosa) de petróleo.

Ocurrencia. Los depósitos sapropélicos pueden verse en pequeña escala en los fondos de las aguas abiertas sobre la mayoría de los pantanos y turberas de todas partes del mundo. Ocurren abundantemente en los estrechos y bahías de la costa oriental del casi carente de mareas mar Báltico, en los fiordos y bahías cerrados del mar de Noruega y en las más o menos profundidades estancadas del mar Negro. Ocurrieron abundantemente, con toda probabilidad, en algunos de los mares interiores (epíricos) y sin mareas del pasado.

Ejemplos típicos de pizarras orgánicas son la pizarra Châtanooga (Devoniano-Misisipiano), del centro de los Estados Unidos; la pizarra Pierre (Cretácico Superior), de Wyoming y de las Dakotas, y la formación Green River (Terciario), de Utah y Wyoming.

Origen. La mayoría de los depósitos sapropélicos tienden a ser alóctonos. La depositación tiene lugar en aguas abiertas relativamente libres de sedimentos inorgánicos, como en pantanos, mares interiores, lagos, bahías, golfos y mares epíricos rodeados por tierra y sin mareas. Las aguas deben estar protegidas contra la entrada de mucho material de madera, y deben ser profundas y tóxicas para permitir el crecimiento abundante de plantas formadoras de turba. Si las aguas abiertas están adecuadamente situadas con respecto a las plantas terrestres, pueden recibir grandes cantidades de granos de polen y esporas, y así se vuelven los depósitos ricos en estas sustancias. La aeración adecuada asegura que la acción microbiana se verifique casi hasta su límite subacuoso,

así como la desaparición del material leñoso no protegido, dejando así solamente sustancias tales como resinas resistentes, ceras, grasa y goma, y a la vez material leñoso impregnado con derivados tóxicos.

La materia orgánica puede ser conservada muy bien en el agua de los lagos de las regiones muy frías, porque las aguas frías del fondo retardan, y quizá finalmente suprimen, la descomposición microbiana, conduciendo así a la preservación de gran parte de la materia orgánica que, en una región más templada, habría sido eliminada.

CARBONES MINERALES

Definición y composición. El carbón mineral es de origen vegetal y es una roca de color oscuro uniformemente estratificada. Según J. M. Schopf, el carbón mineral se define como una roca fácilmente combustible que contiene más de 50 por ciento en peso y más de 70 por ciento

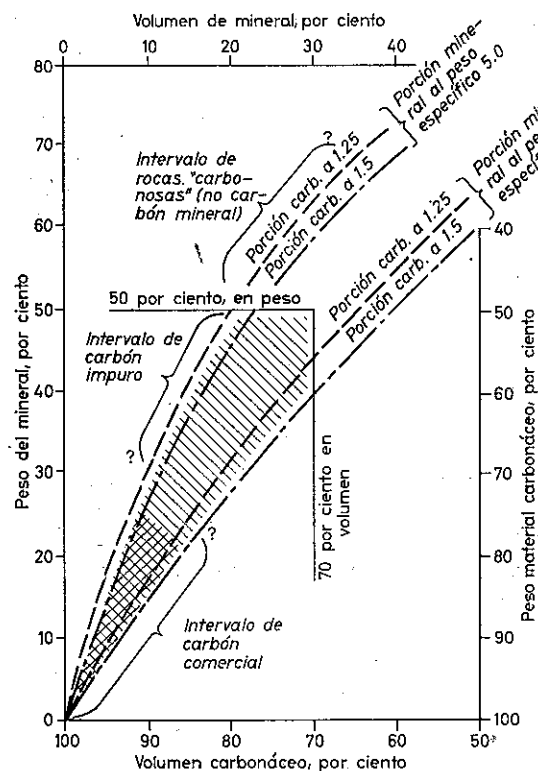


FIG. 7-7. Relaciones entre el volumen y el peso de las mezclas carbonáceas y minerales. (Según J. M. Schopf, *Econ. Geol.*, 1956.)

en volumen, de material carbonáceo, formado por la compactación o endurecimiento de restos de plantas alterados de diversos modos, semejantes a los de los depósitos de turba (fig. 7-7). Las diferencias en las clases de material vegetal (tipo), en el grado de metamorfismo (clase) y en el contenido de impurezas (calidad), son lo característico de las variedades del carbón.

Químicamente, los carbones están constituidos de varias proporciones de carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno, materia volátil y otras

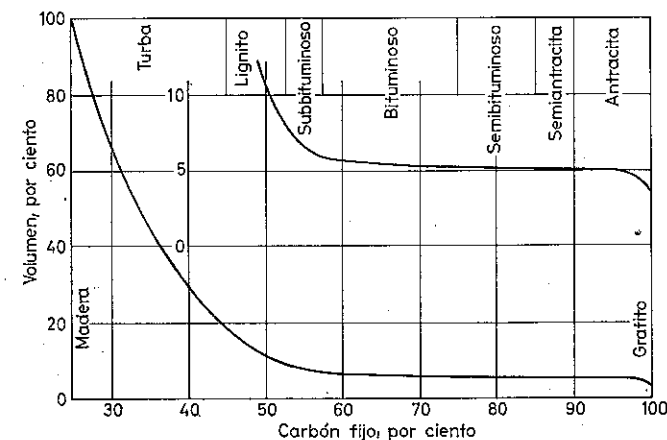


FIG. 7-8. Curva que representa la disminución del volumen desde la turba nueva hasta el grafito, calculada con base en ciertas suposiciones relativas a la putrefacción o decaimiento de la turba, y a la eliminación de la materia volátil y de la humedad en el desarrollo de los carbones minerales de clase progresivamente más alta. (Según J. M. Weller, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959.)

impurezas. La materia volátil es la que arde en forma de gas, mientras que el carbono, o carbón fijo, es la fuente continua de calor. El azufre es una impureza dañosa que se encuentra comúnmente presente en la mayoría de los carbones, en forma de piritita o marcasita. La ceniza es la materia residual o no combustible del carbón mineral, que proviene de su contenido de sílice, arcilla, fango y demás sustancias. Cuanto menor sea la cantidad de ceniza presente, mejor es la calidad del carbón. En la figura 7-8 se señala el contenido de carbón fijo de las diversas clases de carbón mineral.

Los carbones bandeados están formados por materia vegetal parcialmente descompuesta y macerada, principalmente de plantas vasculares de tierra, de las cuales se reconocen la celulosa, el protoplasma, los almidones, los pigmentos, los aceites, las grasas, las gomas, las ceras y el agregado complejo de la cutícula. A las diversas bandas se les

llama vitraína, claraína, duraína y fusaina. La *fusaina*, o carbón de madera mineral, es madera carbonizada parecida al carbón de madera artificial. Tiene alto contenido de ceniza. La *vitraína* está formada por bandas o fajas delgadas de carbón brillante y vítreo, formado a manera de chorro, con fractura concoidea. La *duraína* es carbón deslustrado, de apariencia mate o terrosa. Es dura, de color negro a gris de plomo, y consta de cutículas, esporas y otras sustancias formadas en agua menos tóxica que la vitraína. La *claraína* forma bandas delgadas en el carbón mineral, caracterizadas por su color brillante y lustre de seda. Está compuesta de fragmentos translúcidos que constan de productos de plantas resistentes finamente divididos. La vitraína y la claraína forman las bandas brillantes y lustrosas del carbón, mientras que la fusaina y la duraína tienen un lustre mate.

Variedades. Los carbones minerales se dividen en cuatro grupos principales: 1) lignitos; 2) carbón cannel; 3) carbón bituminoso o blando, y 4) antracita o carbón duro. Cada grupo tiene algunas propiedades físicas que permiten identificarlo.

La *turba* no es un carbón mineral, pero representa el primer estado en la formación de todos los carbones. Consiste principalmente en materia vegetal descompuesta, y tiene la apariencia de tabaco comprimido.

Al *lignito* también se le llama *carbón café* por su color negro pardusco. Está formado por materia maderosa alojada en materia vegetal descompuesta, a menudo con bandeó y juntas. A causa de su alto contenido de humedad, se desintegra después de secarse en el aire.

El carbón *subbituminoso* es un carbón mate, negro y ceroso, frecuentemente difícil de distinguir del carbón bituminoso. Exhibe muy poco material derivado de madera; se divide paralelamente a la estratificación y carece del crucero columnar del carbón bituminoso.

El carbón *bituminoso* es denso, negro, frágil y bandeado. Se parte en bloques prismáticos y no se desintegra por exposición al aire. Ordinariamente no son visibles a simple vista los fósiles vegetales. Son evidentes las capas lisas y astillosas y las bandas mate y brillantes. El carbón bituminoso arde fácilmente, y se quema produciendo una llama amarilla humeante.

El *carbón cannel* es una clase especial de carbón bituminoso carente de lustre que se rompe con fractura astillosa y que está formada por polen y esporas acarreados por el viento. No ensucia los dedos.

La *antracita* es un carbón lustroso, negro, duro y frágil que se rompe con fractura concoidea. Arde lentamente, sin humo, y con una llama corta azulosa. Su distribución es limitada.

Ocurrencia en el campo. Los mantos de carbón son, en general, lentes planas. Su espesor varía desde el de simples películas hasta 30 m,

pero la mayoría tiene un espesor comprendido entre 0.6 y 3.0 m. El manto de Pittsburgh, en Pensilvania, tiene una extensión superficial de 38,400 kilómetros cuadrados. Algunos lignitos terciarios del área de Texas-Louisiana, y de Alberta, Canadá, pueden ser seguidos por distancias considerables; otros se extienden mucho, ocultos.

El carbón y la turba son importantes como mantos indicadores u horizontes clave en el trabajo estratigráfico. El manto LaSalle N° 2 del

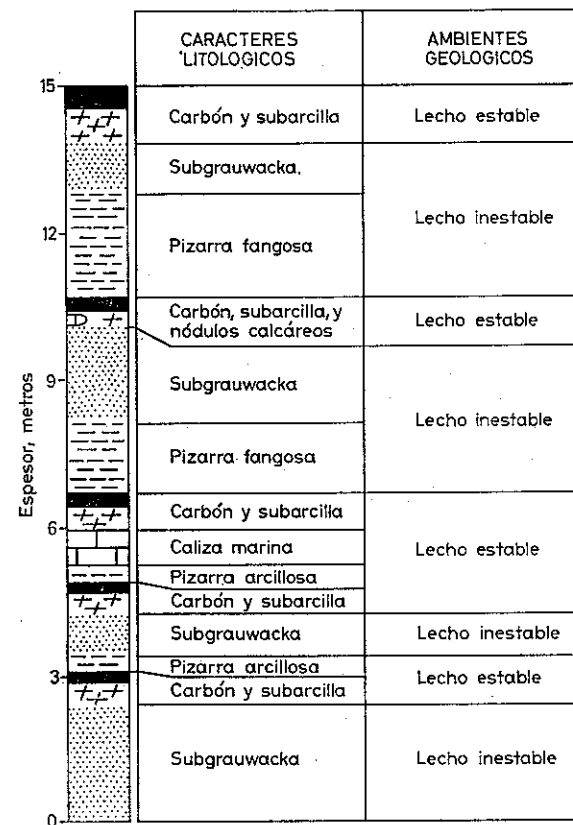


FIG. 7-9. Sección de ciclotemas desmoinesianos en el oeste de Illinois, que muestra los caracteres litológicos observados y los ambientes geológicos inferidos. (Según W. C. Krumbein y L. L. Sloss, "Stratigraphy and Sedimentation", W. H. Freeman & Co., San Francisco, California, 1951.)

ciclotema de Liverpool (18 mantos de carbón), en Illinois, por ejemplo, ha sido seguido por varios miles de kilómetros cuadrados hasta el este de Oklahoma, Missouri, Iowa, la cuenca de Illinois y partes de Ken-

tucky e Indiana. Existen más de 40 mantos de carbón en parte de Ohio y del suroeste de Pensilvania; en Nueva Escocia se han registrado más de 70 mantos, y en el campo de Westfalia más de 90, sumando 83.8 m.

Los mantos de carbón del Pensilvaniano, de los estados orientales interiores y centro de los Estados Unidos, exhiben una notable sucesión de depósitos cíclicos. Esta serie de mantos constituyen un *ciclotema* y fueron depositados durante un solo ciclo sedimentario del tipo que prevaleció durante el Período Pensilvaniano. Los ciclotemas se desarrollan en un lecho inestable en el que ocurren alternadamente sumersión y elevación marinas. La figura 7-9 representa una sección estratigráfica que comprende varios ciclotemas desmoinesianos del oeste de Illinois. Las estrechas relaciones entre la formación de los ciclotemas y los ambientes geológicos son abundantemente claros.

Se han descrito tres tipos de ciclotemas del carbón. El *tipo piedmont* que se caracteriza por sus sedimentos clásticos continentales dominantes, sus sedimentos marinos muy subordinados y por sus delgados mantos de carbón. Existen discordancias y conglomerados basales en muchos ciclos; los ciclotemas gruesos del sur de los Apalaches son ejemplos típicos. El *tipo deltaico* de ciclotema es esencialmente el ciclotema ideal. Este tipo representa la alternación máxima de la sumersión y emergencia; por tanto, contiene una representación igual de depósitos marinos y continentales; los ciclotemas del oeste de Illinois constituyen un ejemplo típico. El *tipo nerítico* de ciclotema está dominado por caliza marina gruesa con subarcilla secundaria y acumulaciones de turba. Este tipo está ejemplificado por las secciones del este de Kansas.¹

Origen. Aunque el carbón mineral es de origen vegetal, la acumulación puede estar sobre amplias deltas o planicies costeras y en cuencas interiores de tierras bajas, y puede ser efectuada por depositación de agua dulce, por transporte de desechos vegetales, por depositación lacustre y por el crecimiento de vegetación en el lugar. Se reconoce ahora que todos los carbones minerales ordinarios son de origen vegetal y que los carbones bandeados comunes se formaron en su lugar. Quizá todo el carbón mineral se originó en pantanos y pasó por una etapa de turba.

Dos etapas intervienen en la transformación de la materia vegetal en carbón; a saber: la bioquímica y la metamórfica. Durante la etapa bioquímica, las bacterias están activas en la reconstitución de la materia orgánica. Esta etapa es llevada finalmente a un término por el desarrollo de la toxicidad y de la fuerte sedimentación que da lugar al sepultamiento rápido. Poco se sabe sobre las reacciones químicas que

¹ El asunto de la sedimentación cíclica está tratado por una extensa literatura. Al estudiante interesado se le remite a consultar los estimulantes trabajos de J. M. Weller, 1930; R. C. Moore, 1931, y H. R. Wanless y E. P. Shepard, 1936.

se desarrollan. Aunque se conoce que el material carbonoso está integrado esencialmente por compuestos orgánicos complejos, el estudio de los productos de desdoblamiento del carbón mineral demuestra que tales compuestos son en su mayor parte aromáticos; es decir: que están constituidos por grupos de átomos de carbono dispuestos en forma de anillos. En general, aumenta el grado de aromatización con la clase, hasta que finalmente se alcanza en el grafito la completa aromatización. A medida que aumenta la clase o rango, son expelidas todas las sustancias como el OH, el H₂O, el CO₂ y los grupos COOH. En la figura 7-8 se indica el contenido de carbón fijo de los diversos carbones. En la tabla 7-16 se da la composición promedio de los combustibles, con tres rangos de carbón sucesivamente más altos; a saber: lignito, bituminoso y antracita.

TABLA 7-16
COMPOSICIÓN QUÍMICA MEDIA DE LOS COMBUSTIBLES

Combustible	Elementos químicos, %			
	C	H	N	O
Madera	49.65	6.23	0.92	43.20
Turba	55.44	6.28	1.72	36.56
Lignito	72.95	5.24	1.31	20.50
Bituminoso	84.24	5.55	1.52	8.69
Antracita	93.50	2.81	0.97	2.72

FUENTE: F. W. Clarke, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 127, pág. 773, 1924.

Después de la etapa bioquímica, el metamorfismo, la acción de la energía térmica y la presión son los agentes responsables de la carbonización.

El cambio progresivo de turba a antracita involucra cambios físicos y químicos. Según David White, los cambios físicos principales efectuados por los procesos progresivos de formación del carbón (carbonización) son la compactación, el secado, la petrificación o litificación, el cambio de color (de café a negro), el aumento de densidad, el cambio de lustre y los cambios de fractura (de estratificación a crucero y a fractura concoidea). El incremento de rango del carbón va acompañado por aumento en densidad desde aproximadamente 1.15 para el lignito medio hasta 1.40 para la antracita. La disminución de volumen más allá de la etapa de turba está relacionada con la pérdida de sustancia por descomposición dinamoquímica y el aumento de densidad, y no

con la disminución de porosidad o compactación en el sentido ordinario (figura 8-16).

La investigación efectuada por R. P. Suggate sobre la relación profundidad-materia volátil, en un buen número de campos carboníferos, ha demostrado que existe un patrón general de distribución de profundidad-materia volátil para los carbones británicos, que va desde los bituminosos de bajo rango, con 42 por ciento de materia volátil, hasta la antracita, con 5 por ciento de materia volátil. Hay buena evidencia de que la profundidad de emplazamiento determina el rango. Por ejemplo, la transformación de la turba en carbón bituminoso de bajo rango, requiere una profundidad de enterramiento de 2,300 m, y la transformación en antracita, una profundidad de alrededor de 5,800 m. Puede ser de interés invertir estos datos para determinar la profundidad original de emplazamiento de mantos de carbón, cuya posición actual se debe a la erosión o a una deformación de la corteza.¹

¹ Para un estudio completo de la petrología del carbón, consúltese la obra de C. E. Marshall, 1955.

8

Sedimentación y proceso conexo

INTRODUCCION

El intemperismo, el transporte, la depositación, la petrificación y la diagénesis se cuentan entre los muchos aspectos de los procesos sedimentarios. Pueden seguirse varias líneas de estudio. Las tramas reflejan la dinámica y distancia de transporte y el modo de depositación. La composición de las rocas arroja luz sobre las áreas de origen, y los fósiles asociados permiten determinar la edad de las mismas y reconstruir los ambientes de depositación.

Fundamentalmente, los sedimentos clásticos son residuos relativamente insolubles dejados después de la disgregación química de la roca preexistente. Están sujetos a la clasificación, como resultado de la cual son separados en varios grados de tamaño.

Aunque los productos del intemperismo pueden estar ampliamente dispersos, hay una tendencia para los producidos en una área dada, a moverse aguas abajo desde el área de origen hasta su lugar de reposo final. El lugar de reposo puede ser simplemente una área periférica local o bien una gran lámina u hoja sedimentaria, periférica a la región de origen y construida hacia el mar. El material transportado puede ser iones, fango, arena, guijas o cantos rodados. Los problemas del área de origen y de la dispersión son primordialmente los problemas de los sedimentos clásticos.

El material producido en una área cualquiera puede entrar en disolución y formar parte de los océanos, para luego reaparecer como un precipitado químico o bioquímico. Estas son las rocas sedimentarias no clásticas. Aunque no llevan en sí registro alguno de su área de origen, reflejan el ambiente en el que se formaron. Las rocas sedimentarias

clásticas, por otra parte, no sólo registran su historia predeposicional, sino que también llevan algún registro de su ambiente de deposición.

Para la mayoría de los geólogos, el término "ambiente o medio circundante" se refiere a un complejo restringido geográficamente, al cual se designa de ordinario por términos geomórficos. Un lago, un pantano, una laguna o una planicie inundada por un río, constituyen complejos ambientales a los que se hace referencia como lacustre, pantanoso, lagunal o fluvial, respectivamente. Cada uno de tales ambientes deposicionales es en verdad un complejo caracterizado por un conjunto variable de condiciones físicas, químicas y orgánicas. Estas pueden aun variar de tiempo en tiempo y de lugar en lugar dentro de los límites de la unidad geomórfica, por lo cual los caracteres de los sedimentos varían de modo semejante de lugar a lugar y de una capa a otra.

El estudio del ambiente es doble: el medio circundante local y el dominio tectónico en el cual está asentado ese ambiente local. El medio local es determinado por factores físicos y químicos o fisicoquímicos. Los factores físicos comprenden el relieve, el clima, la velocidad de la corriente, la estabilidad de la misma, la profundidad del agua y otros. Los factores fisicoquímicos son principalmente el potencial de oxidación-reducción (Eh), la concentración verdadera de iones H en una disolución acuosa (pH), la salinidad y la temperatura del medio de deposición. El ambiente tectónico es quizá el más fundamental, y el control tectónico de la sedimentación ha sido el tema de investigación muy intensa. El movimiento tectónico no sólo determina cuáles áreas son fuentes de sedimentos, sino que determina también los procesos sedimentarios.

En el presente capítulo serán examinados algunos de los problemas de los procesos sedimentarios, como la formación de sedimentos, el transporte, la deposición, la diagénesis y los ciclos geosinclinales.

FORMACION DE LOS SEDIMENTOS

La gran masa de los sedimentos es material formado como consecuencia de la descomposición química y de la desintegración mecánica que sufren las rocas preexistentes.¹ En el Capítulo 7 se ha tratado ya de los sedimentos orgánicos, como los carbones, las calizas orgánicas y la pi-

¹ El lector que desee profundizar en el tema del intemperismo químico como parte de la formación de los sedimentos, puede consultar la obra "The Principles of Chemical Weathering", por W. D. Keller, 1957. Para los procesos dinámicos como las velocidades de asentamiento de las partículas, el transporte por suspensión y por tracción, el transporte selectivo, etc., que ayudan a dar forma a las propiedades sedimentarias, se recomiendan los libros de W. C. Krumbein y F. J. Pettijohn, 1938; de P. D. Trask, 1939; de W. H. Twenhofel, 1950; de Krumbein y L. L. Sloss, 1955; de Pettijohn, 1957, y de J. M. Weller, 1960.

zarra petrolífera, derivados de los tejidos de plantas o de animales que se acumulan esencialmente en su lugar, o que son transportados en suspensión como otros sedimentos. En la descomposición de las rocas intervienen dos procesos, el intemperismo químico y la desintegración mecánica. Comúnmente, los dos procesos se efectúan en estrecha coordinación, pero, dependiendo de las condiciones y circunstancias locales, puede predominar cualquiera de los dos. Si ha sido dominante uno de los procesos, el sedimento resultante debe tener características de textura y mineralógicas distintivas, que lo hagan fácilmente reconocible.

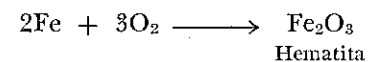
INTEMPERISMO QUÍMICO

El intemperismo químico se verifica por la acción del agua, ácidos, oxígeno y bióxido de carbono sobre los constitutivos inestables de las rocas. El intemperismo químico es promovido por la temperatura elevada, y la presencia de humedad es necesaria para su acción eficaz. El proceso es más rápido e importante en las regiones cálidas que en las frías, en las latitudes bajas que en las altas y en las regiones húmedas que en las secas.¹

El intemperismo químico llevado hasta su terminación origina la producción de sustancias estables. Si, por otra parte, el intemperismo químico no llegara a su terminación y los sedimentos contuvieran minerales inestables derivados de las rocas de origen, el intemperismo puede continuar hasta que sólo queden sustancias estables. De allí en adelante, las sustancias estables pasan por uno o más ciclos subsecuentes de erosión, transporte y deposición sin sufrir ya intemperismo químico alguno, o muy poco.

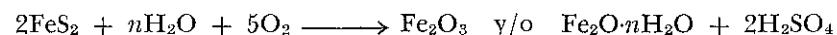
Oxidación

A la combinación del oxígeno con otra sustancia se le llama oxidación. Aunque el oxígeno es el elemento químicamente más activo de la atmósfera, carece relativamente de importancia como agente estrictamente geológico. Su papel principal está en los procesos biológicos. Es esencial al metabolismo, pero desempeña sólo un papel secundario en el intemperismo químico de las rocas. El ejemplo más conocido de oxidación, en el cual se combina el hierro metálico con el gas oxígeno para formar el óxido de hierro rojo a café, es



¹ Véase la obra de J. M. Weller, ya citada, págs. 144-189, 1960, y la de B. Mason, *ibid.*, págs. 145-183, 1958.

Como agente geológico, el oxígeno es importante principalmente en la oxidación de algunos de los elementos secundarios de las rocas. Los procesos de oxidación combinados con la hidratación ordinaria se pueden ejemplificar describiendo la oxidación de la pirita y la marcasita. Los sulfuros de hierro son comunes y se encuentran diseminados en muchas rocas antes del intemperismo. Después de la acción del intemperismo, quedan en las rocas manchas rojizas y manchas de oxidación. La reacción que se da abajo muestra los materiales originales y los productos finales probables:

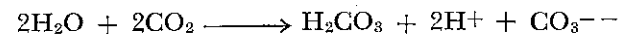


La hematita, que es relativamente insoluble, queda sobre la roca, mientras que el ácido sulfúrico soluble es deslavado.

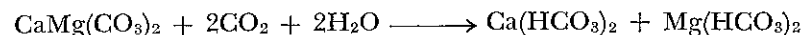
La oxidación del hierro ferroso a hierro férrico implica un aumento de masa de alrededor de 22 por ciento. La cantidad de hierro ferroso, sin embargo, constituye menos de 3 por ciento de todas las rocas de la superficie. El aumento es, por tanto, insignificante en comparación con el resultante de la carbonatación y de la hidratación. La oxidación de sulfuro a sulfato origina un aumento de la masa del material sólido que varía de 15 a 25 por ciento, dependiendo del mineral de que se trate.

Carbonatación

La combinación de los iones de carbonato, CO_3^{--} , o de bicarbonato, HCO_3^- , con un material geológico puede llamarse carbonatación. En las reacciones químicas de este tipo interviene también el anhídrido carbónico o bióxido de carbono, y son de las reacciones de naturaleza más importante. Se ven involucradas en casi toda actividad biológica y, junto con la hidratación, son las principales responsables del intemperismo de las rocas. Las rocas portadoras de calcio y magnesio son comúnmente intemperizadas por carbonatación, como lo ilustran las ecuaciones siguientes. El agua disuelve o se combina con el CO_2 para formar los ácidos carbónicos:



Si el agua carbonatada reacciona con la dolomita, ésta puede ser disuelta para formar bicarbonatos relativamente solubles.



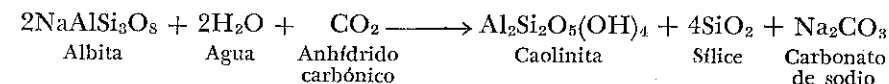
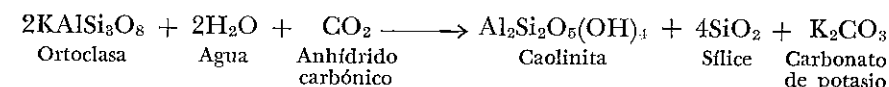
La acción del CO_2 sobre los silicatos complejos de las rocas, como los minerales máficos y los feldespatos, produce carbonatos de los metales alcalinos y alcalinotérreos que son solubles y fácilmente elimina-

dos. La mayoría de estos carbonatos son llevados en disolución hasta el mar. El intemperismo químico de las rocas cristalinas, en el que interviene la carbonatación de la cal y la magnesia derivadas de ellas, da por resultado un aumento en la masa del material sólido que es separado primero en disolución y posteriormente depositado como sedimentos.

Hidratación

La agregación de agua a un mineral o roca se le llama hidratación. La hidratación ocurre comúnmente durante la hidrólisis, la oxidación y la carbonatación. El aumento de tamaño de las sustancias acompaña generalmente a la hidratación. La presencia del agua en un mineral es indicada en la fórmula correspondiente por el grupo OH, como en los minerales arcillosos, y por el $n\text{H}_2\text{O}$, como en el ópalo y en el yeso.

La hidratación convierte a los silicatos inestables de aluminio de las rocas cristalinas en minerales arcillosos. La reacción que se verifica durante la carbonatación es como sigue:



INTEMPERISMO MECÁNICO

El intemperismo químico incompleto debilita la roca, haciéndola susceptible a la desintegración mecánica y facilitando su erosión. La mayoría de las rocas sedimentarias son porosas y no bien consolidadas, por lo cual ceden a la desintegración mecánica con facilidad.

La congelación del agua en las fracturas de las rocas ejerce una fuerza expansiva poderosa capaz de desintegrar la roca más dura. El agua entra en el espacio del poro y en los lechos de estratificación de las rocas sedimentarias por las fracturas y juntas y a lo largo de la exfoliación de las rocas metamórficas. La congelación dilata y actúa a manera de cuña para fragmentar las rocas. A este mecanismo se le llama con toda propiedad *acuñamiento de congelación*. El proceso es más eficaz en las montañas elevadas. También es importante en las regiones templadas y en aquellas partes de la región ártica que no están congeladas en forma permanente. El proceso es complementado por el crecimiento de plantas que se introducen en las grietas de la roca y sirven para mantenerlas abiertas.

En las regiones áridas, la dilatación y la contracción alternadas, que resultan de la mayor temperatura que prevalece durante el día y del enfriamiento por la noche, originan esfuerzos que pueden ocasionar el desquebrajamiento de las capas superficiales. Este proceso es más eficaz en las rocas densas de grano fino, y está restringido a las superficies en exposición real. La desintegración mecánica de este tipo se debe esencialmente a la *acción térmica*.

Uno de los agentes de desintegración mecánica de eficacia más general es la *acción abrasiva* de las rocas en tránsito, la cual es capaz de meteorizar a la roca más dura. La abrasión afecta también a la roca misma, y las partículas son desgastadas hasta adquirir tamaños cada vez más pequeños.

La abrasión aumenta con la cantidad de roca que es transportada. Aunque las partículas grandes de rocas duras son, por supuesto, los más eficaces agentes de la abrasión, se desgastan más rápidamente que las pequeñas. La efectividad de la abrasión puede aumentar aún más por el aumento de la velocidad. Los tres medios principales de transporte son el aire, el agua y el hielo, y difieren en la influencia que ejercen sobre la abrasión. El transporte por aire es el más eficiente en su acción destructora semejante a la de un chorro de arena, pero está limitado a las regiones áridas. El sedimento originado por el transporte por agua es generalmente eficaz y arrastra partículas grandes que, en algunas circunstancias, llegan hasta el tamaño de los cantos rodados. El hielo glacial es capaz de mover enormes cantidades de roca, pero el movimiento es muy lento, y la abrasión se verifica por molienda más bien que por choque.

A la separación de las conchas delgadas sucesivas de la roca masiva, como sucede con el granito, se le llama *exfoliación*. Esta forma de intemperismo es común solamente en donde hay algo de humedad, y no en las tierras áridas. La separación de las conchas curvadas se encuentra a algunos metros debajo de la tierra en roca masiva bloqueada por sistemas de fracturas. Dentro de los bloques, que son casi cúbicos, las capas o conchas concéntricas son casi esferas perfectas. En este caso, el agua, suministrada con CO₂, circula por las fracturas por todos los lados de cada bloque, y la acción química redondea cada vértice. La separación de las capas progresa hacia adentro, y es común encontrar una zona exterior intemperizada mientras el núcleo central puede estar muy poco alterado. La formación de las capas a muchos metros, debajo de la tierra debe ser el resultado del intemperismo químico. Como en las regiones templadas la acción congelante no se extiende a gran profundidad, los efectos mecánicos del intemperismo químico son evidentes.

TRANSPORTE Y FUENTE DE LOS SEDIMENTOS

Los sedimentos liberados por el intemperismo son transportados por tres medios principales (agua, aire y hielo) desde el área de origen hasta su lugar final de reposo. Sin embargo, el transporte de los sedimentos puede variar desde distancias despreciablemente pequeñas hasta muy grandes. Así el material vegetal puede asentarse debajo de la superficie del agua de un pantano en donde las plantas crecieron y murieron, mientras que el polvo procedente de una erupción volcánica puede haber sido arrastrado hasta dar una vuelta completa a la Tierra. La mayoría de los sedimentos se mueven de un modo irregular e intermitente. Pueden pasar de la influencia de un medio a la de otro varias veces antes de que se verifique su depositación final en una cuenca de acumulación.

MEDIOS DE TRANSPORTE ¹

El agua es, con ventaja, el agente más importante para el transporte de sedimentos. Los sedimentos pueden ser transportados por agua corriente, ya sea como carga de lecho o en suspensión. Estos tipos de transporte tienen grados intermedios comunes, y las partículas sedimentarias que forman parte de la carga de lecho pueden pasar más o menos brevemente a suspensión por saltación.

El transporte de la carga de lecho es de tres tipos secuenciales según aumenta la velocidad de la corriente. A bajas velocidades, las partículas individuales ruedan y se mueven lentamente a lo largo del fondo. Las partículas más grandes, del tamaño de la arena, se mueven con un poco más de facilidad que las más pequeñas porque ofrecen superficies más grandes a la presión del agua en movimiento. A las velocidades más altas se forman corrientes uniformes de sedimentos, y el movimiento de las partículas individuales se vuelve rítmico, alternando entre las fases activa y de reposo. A velocidades aún más altas, toda la masa de sedimentos del fondo mezclada con agua pasa a una condición de movimiento de corriente.¹

El transporte de la carga de lecho se verifica por movimiento de la corriente hacia adelante. En la mayoría de las corrientes, la carga de lecho constituye sólo una pequeña porción de los sedimentos en movimiento, pero la proporción se vuelve mayor en las corrientes de las regiones montañosas. La velocidad de asentamiento de las partículas depende de su tamaño, forma y densidad con respecto al medio acuoso y a la viscosidad del agua. Las guijas y los guijarros se asientan rápida-

¹ Véase J. M. Weller, ya citado, págs. 155-161, 1960; también P. D. Trask, *Soc. Econ. Paleon. and Miner., Spec. Publ.* 4, con 34 trabajos sobre transporte, 1955.

mente, y los sedimentos muy finos se asientan con extremada lentitud. El transporte de sedimentos por agua corriente comprende, por lo general, repetida erosión del fondo y depositación temporal de las partículas desprendidas por la erosión.

En ciertas condiciones, una mezcla de sedimentos y agua puede ser transportada en un estado más o menos plástico o fluido. Tal sedimento en movimiento es una *corriente de lodo*. Las corrientes de lodo se mueven como un sólido plástico o líquido muy viscoso. Se desarrollan sobre la tierra y abajo de los cuerpos de agua. La alta viscosidad de las corrientes de lodo hace posible el transporte de un gran bloque de rocas sobre una pendiente suave. El movimiento dentro de una corriente de lodo mezcla el material completamente, de modo que cuando llega al reposo, es un depósito muy deficientemente clasificado. Las *corrientes de turbidez* son corrientes de agua fuertemente cargadas de sedimentos suspendidos. La mayoría de las corrientes de turbidez se originan dentro de un cuerpo de agua como resultado del desprendimiento de terrones. Los depósitos resultantes se caracterizan por la estratificación graduada, y su composición es semejante a la de los depósitos estratificados asociados.

El viento es un agente de transporte de sedimentos mucho menos eficiente que el agua. Sin embargo, la velocidad del viento sobrepasa comúnmente a la de las corrientes de agua, y los vientos intensos son capaces de mover grandes cantidades de material fino. En consecuencia, la cantidad total de material sedimentario movido es ciertamente muy grande. La clasificación de los sedimentos por tamaños por el viento es muy eficiente, porque el polvo y el material fino es elevado y llevado en suspensión más de prisa y a una distancia mayor que los materiales más gruesos. Consecuentemente, la carga de lecho del transporte eólico consiste casi exclusivamente en arena. El choque de los granos de arena durante el transporte es fuerte, y el desgaste es relativamente rápido. Los vértices y las aristas son redondeados y las superficies se vuelven rayadas. Durante las erupciones volcánicas hay lanzamiento ascendente de cenizas y de arena. Algunos polvos o cenizas son tan finos que permanecen suspendidos hasta que son retirados del aire por la acción de la lluvia.

Los glaciares adquieren su carga principalmente del lugar en que se originan y de la superficie sobre la que fluyen. Durante su movimiento no se verifica casi nada de clasificación, o muy poca. El sedimento glacial consta característicamente de fragmentos de roca mezclados de todos tamaños, desde harina mineral hasta gigantescos cantos rodados y variando desde la completamente fresca hasta la enteramente intemperizada. Las partículas grandes muestran un estriado característico.

Muchos sedimentos han tenido largas y complejas historias. Algunos han pasado del dominio de un medio de transporte al de otro. Después de cada cambio, un sedimento puede heredar algunos rasgos del anterior y adquirir otras peculiaridades del nuevo medio. Los granos de cuarzo se redondean en forma relativamente lenta, y la arena mejor redondeada probablemente ha experimentado más de un ciclo de sedimentación. La arenisca St. Peter, que ha sido completamente investigada (Ordoviciano), parece ser un buen ejemplo de sedimento con historia compleja, pero descifrable. Esta arena fue transportada primero por agua corriente y esparcida a lo largo de la costa. Luego fue movida por el viento y acumulada en dunas. Finalmente, las dunas de arena fueron reelaboradas y redistribuidas a lo largo del área costera. Sin embargo, muchos sedimentos revelan poco de sus pasados.

FUENTE Y DIRECCIÓN DEL TRANSPORTE

Si se determina el área de origen del sedimento, se conoce la dirección del movimiento del mismo. Un conocimiento general de la geología regional y de la paleogeografía regional puede eliminar grandes áreas como fuentes posibles de sedimentos clásticos, y proporcionar así alguna idea respecto a la dirección y la distancia de transporte de los sedimentos hasta los lugares actuales de depósito. Pueden citarse dos sedimentos enteramente investigados para explicar la dirección de transporte y las áreas de origen.

1. Se han hecho estudios regionales y mediciones cuantitativas de aquellas estructuras sedimentarias con significado direccional, como la estratificación cruzada, la marca de surcos y de oleaje, y las marcas de corriente, para la arenisca Caseyville (Pensilvaniano), en el sur de Illinois y de Indiana. La dirección regional del transporte de sedimentos fue determinada por 542 mediciones transversales a los lechos en 164 exposiciones y a lo largo de 416 Km de afloramiento. Las flechas de la figura 8-1 señalan las direcciones medias de la estratificación cruzada muestreada en áreas de 9.6 Km de anchura, y los segmentos punteados indican los límites estadísticos de 90 por ciento de confianza en estos promedios. Las mediciones enseñan que la dirección media de las corrientes por las que fue depositada la arena en esta área de conjunto, fue aproximadamente suroeste, sugiriendo una fuente de sedimentos situada en el nordeste.

2. La petrología sedimentaria ha sido aplicada al estudio relativo a la formación de un mapa de las asociaciones minerales regionales, de la dirección de transporte de los sedimentos y de las áreas de origen para el sedimento pensilvaniano al nordeste de los Estados Unidos. Las

estimaciones cuantitativas de la redondez de la turmalina y de las variedades del cuarzo fueron las bases primarias para el reconocimiento de dos asociaciones minerales regionales. Las dos áreas de asociaciones minerales contrastantes son el oeste de Illinois y el área que abarca el sur de Illinois, Indiana; el este y el oeste de Kentucky, Ohio y Michigan. Los sedimentos de la primera área se caracterizan por su turmalina altamente redondeada, su cuarzo metamórfico de bajo grado, su contenido

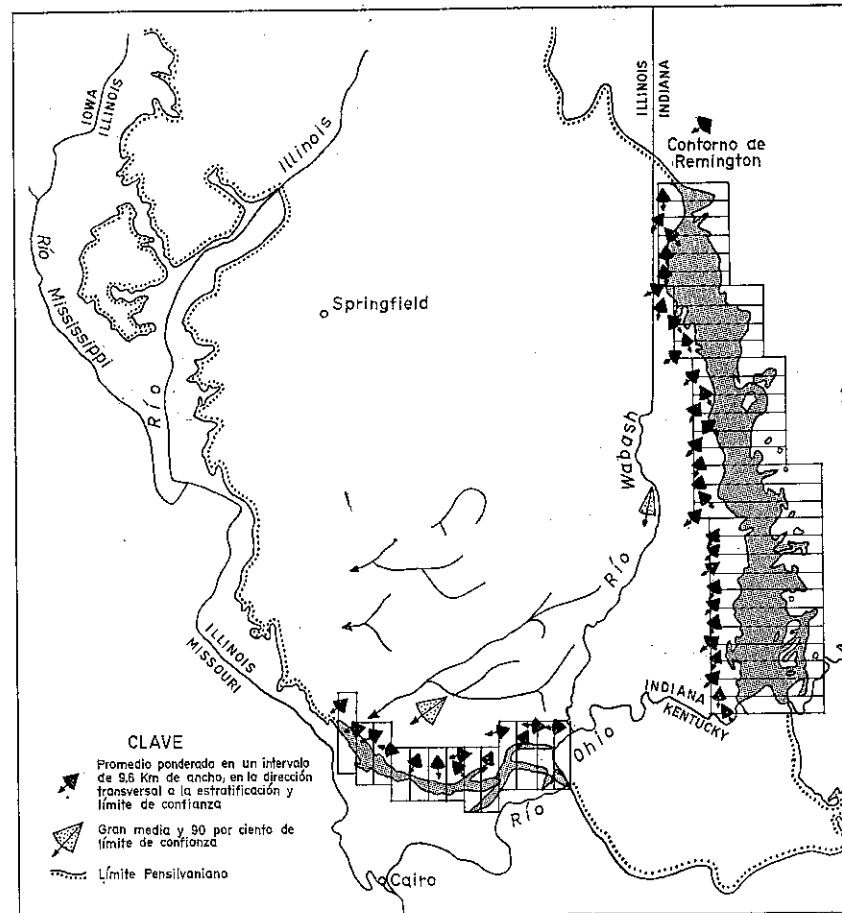


FIG. 8-1. Faja de afloramiento de la arenisca Caseyville (Pensilvaniano) en el sur de Illinois, y observaciones sobre la orientación de la estratificación cruzada. La observación y las medidas indican que la dirección media de las corrientes por las que fue depositado el sedimento en esta área regional, fue aproximadamente suroeste, sugiriendo una fuente de sedimentos situada al noroeste. (Según P. E. Potter y J. S. Olson, *J. Geol.*, 1954.)

insignificante de feldespato y la ausencia de guijas de cuarzo metamórfico; los sedimentos de la segunda se caracterizan por su turmalina deficientemente redondeada, su cuarzo metamórfico de grado mediano a alto, su contenido de 1 a 5 por ciento de feldespato y sus guijas de cuarzo metamórfico.

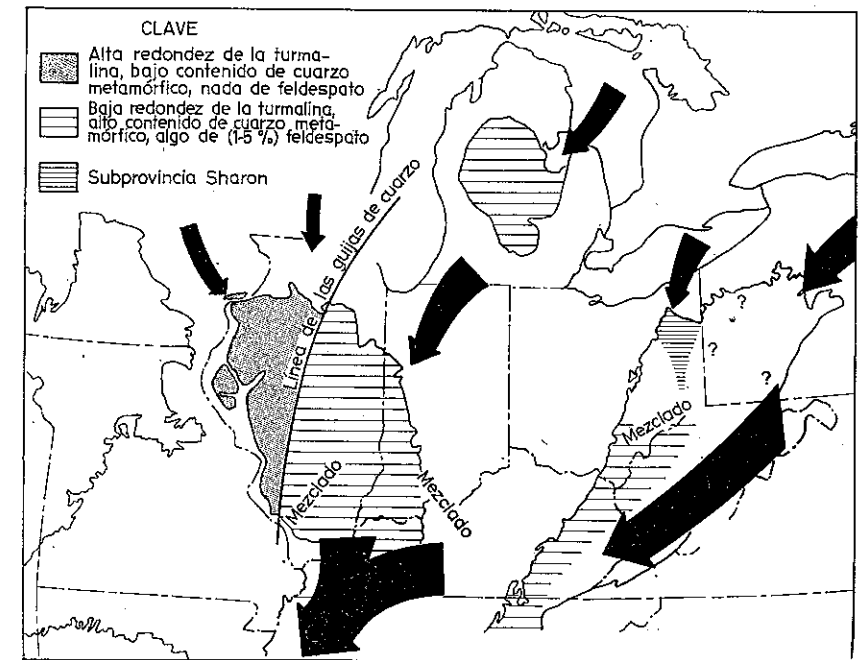


FIG. 8-2. Direcciones de transporte de los sedimentos de las areniscas pensilvanianas basales de la cuenca interior del este. (Según R. Siever y P. E. Potter, *J. Geol.*, 1956.)

Los tamaños de las flechas de la figura 8-2 sugieren la importancia relativa de las trayectorias de transporte. Las conclusiones fueron basadas en las observaciones de la estratificación cruzada y en estudios mineralógicos. El límite de las guijas de cuarzo corresponde a los límites del sedimento grueso derivado probablemente de las altiplanicies Apalaches del nordeste. Más allá de esto, vino probablemente material semejante del escudo canadiense que se encuentra al norte. Las arenas derivadas de estas dos regiones difieren en las cantidades de cuarzo metamórfico y de feldespato presentes así como en el grado de redondez que adquiere la turmalina. En algunas zonas se produjo la mezcla de estas arenas.

Los dos ejemplos anteriores aclaran cómo pueden investigarse hacia atrás las áreas de origen y la dirección de transporte, estudiando los conjuntos minerales y los rasgos estructurales en una escala regional. En la busca del lugar de origen y de la naturaleza del área de la fuente, deben considerarse las peculiaridades siguientes:

La roca de origen de un sedimento es indicada por los minerales y guijas de roca que han permanecido sin cambio a través de su historia, aunque los sedimentos más fácilmente interpretados son los menos maduros.

El feldespato es abundante en la mayoría de las rocas no maduras, como la arcosa y la arenisca feldespática. Se derivó de rocas ígneas, y

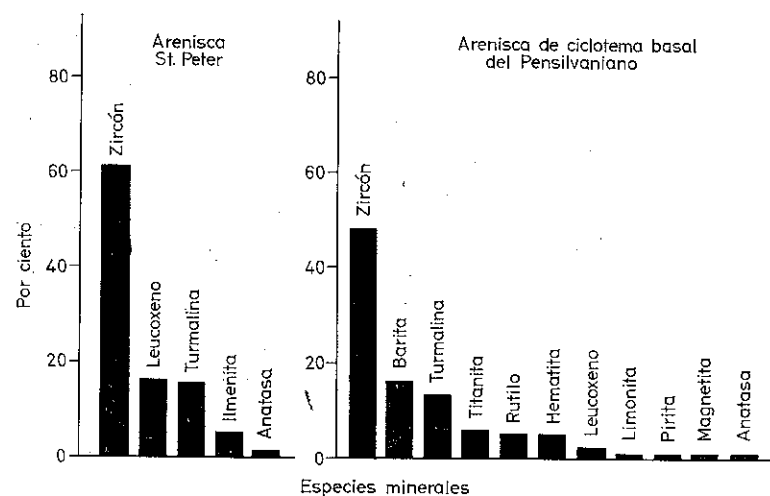


FIG. 8-3. Diagramas de barras señalando la variedad y abundancia relativa de los minerales pesados en la arenisca St. Peter (ordoviciano) y de la arenisca pensilvaniana basal de Wisconsin e Illinois, respectivamente. Obsérvese la más reducida variedad de minerales pesados que hay en la arenisca St. Peter más antigua, que en la arenisca de ciclotema, más joven. (Según "Stratigraphy and Sedimentation", por W. C. Krumbein y L. L. Sloss, W. H. Freeman and Co., California, 1951.)

por tanto, la roca de origen para estos sedimentos es ígnea. El feldespato de potasio, como la ortoclasa o la microclina, procede de rocas graníticas, mientras que la plagioclase cálcica proviene de rocas gabroicas. La llamada arcosa residual, como la de la formación LaMotte, en Missouri, descrita con anterioridad (pág. 289), demuestra fuera de toda duda que la roca de origen es la que se encuentra actualmente abajo de la arcosa o contigua a ella.

El cuarzo es, con mucho, el mineral original más común en los sedimentos. Ocurre en algunas variedades, y la distinción entre estas varie-

dades es importante para seguir la historia y el área de origen de un sedimento. Las superficies rayadas de los granos de arena son sugestivas del origen eólico, mientras que los granos secundariamente agrandados que han sido redondeados subsecuentemente tienen probabilidades de ser de origen sedimentario. Los granos de cuarzo derivados de las rocas ígneas tienden a tener inclusiones líquidas o gaseosas, mientras que los que tienen su origen en las rocas metamórficas muestran evidencia de esfuerzos.

El estudio de los casi indestructibles minerales pesados puede arrojar luz sobre el área de origen y quizá sobre la edad relativa de un sedimento. Se ha señalado que las rocas sedimentarias más antiguas contienen una variedad más reducida de minerales pesados que las rocas más jóvenes (fig. 8-3). Quizá esto indica que algunas de ellas pueden haberse perdido por disolución lenta, como resultado del enterramiento profundo prolongado. Los minerales pesados sugestivos de origen ígneo son la muscovita, la esfena, la monacita, el zircón, el rutilo y la ilmenita. Los que se desarrollan generalmente como minerales metamórficos son la turmalina, el granate, la cianita, la estauroлита y la sillimanita. Algunos minerales semejantes o afines pueden formarse por mezcla subsecuente, y debe evitarse hacer confusiones con ellos. La máxima dificultad de interpretación es presentada por los sedimentos más antiguos y más maduros, los cuales contienen pocos minerales originales además de los resistentes.

La correlación de los minerales originales y fragmentos de roca no descompuestos, proporciona evidencia clara de la derivación de los sedimentos. Por ejemplo, las guijas ígneas y metamórficas del arrastre glacial del valle del Mississippi pueden correlacionarse y aparejarse con rocas del distrito del Lago Superior o de lugares más al norte del Canadá.

AMBIENTES O MEDIOS CIRCUNDANTES SEDIMENTARIOS

Se han hecho varios intentos para clasificar los medios ambientes sedimentarios. Una clasificación ordinaria es la propuesta por Joseph Barrell en 1906, en la cual se clasifican los sedimentos como continentales, de litoral y marinos. Cada uno de estos "dominios" principales es subdividido en medios ambientes secundarios. Barrell usó varios criterios para desarrollar su clasificación; a saber: el medio depositacional, como el aire, el agua o el hielo glacial; el agente geológico principal responsable por los depósitos, como el agua corriente, las olas o las corrientes, y la profundidad del agua en los ambientes marinos, definiendo las clases nerítica, batflica y abisal.

J. Tercier (1940) reconoció cinco "dominios", como sigue:

1. Areas de sedimentación parállica. Areas primordialmente periféricas de la plataforma continental caracterizadas por intensa aluviación terrestre.

2. Areas de sedimentación epicontinental. Estas comprenden los depósitos poco profundos de los embankes de bahías marinas, en los que predominan los sedimentos químicos u orgánicos sobre los clásticos.

3. Areas de sedimentación geosinclinal. Marcadas por un agrupamiento grueso y heterogéneo de sedimentos, expuestos principalmente en la actualidad en las grandes cadenas montañosas del mundo.

4. Areas de sedimentación oceanográfica. Sedimentos de profundidades abisales.

5. Areas de un continente diferentes de las comprendidas bajo 1 y 2. Los depósitos lacustres, fluviales, glaciales y eólicos son ejemplos.

Krumbein y sus asociados (1950) propusieron tres dominios de sedimentación, todos estructuralmente definidos; a saber: 1) de cama estable e inestable; 2) de cuencas intracráticas —el término *cratón* se aplica a la parte central amplia de los continentes comprendida entre cinturones geosinclinales; la denominación de cuencas intracráticas se refiere entonces a las áreas negativas ovales comprendidas dentro del cratón propiamente dicho—, y 3) geosinclinales. La sedimentación marina de Rich (1951), (undatema, clinotema y fondotema) es básicamente un retorno a la clasificación por facies (nerítica, batflica y abisal). Weeks (1952) agrupa a las cuencas de depósito en las situadas en cinturones móviles y las situadas en regiones estables. La última clasificación (1957) y quizá la más completa de los ambientes sedimentarios y facies sedimentarias afines es la de Pettijohn (tabla 8-1). Ya se han descrito algunas de las facies mencionadas en la tabla; otras, como la Flysch, la Molasse, etc., se describirán en una sección posterior. "La facies sedimentaria se describe como cualquiera parte superficialmente restringida de una unidad estratigráfica designada que exhiba caracteres significativamente diferentes de los de las demás partes de la unidad."¹

No se hace a continuación ningún intento para evaluar todos los ambientes sedimentarios propuestos, sino que mejor se presenta una breve descripción de los tres ambientes principales.² Como se mostrará, los ambientes depositacionales son influidos por muchos factores, y existe una completa intergradación entre ellos. Aunque la diferenciación entre los ambientes marino y continental es por demás obvia, hay evidencia de ambientes de transición que comparten algunas características de ambos.

¹ R. C. Moore, *Geol. Soc. Am., Mem.* 39, 1949.

² Para una descripción más amplia de los ambientes sedimentarios, véanse las obras de W. C. Krumbein y L. L. Sloss, págs. 186-223; de F. J. Pettijohn, págs. 588-647, 1957; y de J. M. Weller, págs. 161-187, 1960.

TABLA 8-1

CLASIFICACIÓN DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y FACIES DE SEDIMENTACIÓN

I. Cuenca de origen tectónico (facies importantes)

A. No lineales, suavemente negativos (intracráticos y cráticos)

1. Abiertos (mares epicontinentales y de cama) (facies ortocuarcita-carbonato)
2. Restringidos (cuencas encerradas entre sills)
 - a. De clima húmedo (facies cuxínicas)
 - b. De clima árido (facies evaporitas)
3. De cuencas aisladas
 - a. De clima húmedo (facies lacustres de agua dulce)
 - b. De clima árido (facies de sosa y de sal)

B. Lineales, fuertemente negativos

1. Geosinclinales

- a. Restringidos y "hambrientos" (facies cuxínicas) abisal y batil
- b. Marinos restringidos (facies Flysch)
- c. No restringidos, parállicos (facies Molasse)
 - 1) Oxidantes ("mantos rojos")
 - 2) Reductores ("formaciones de carbón")
2. Valles de crucero principal (grabens) ("mantos rojos")

II. No tectónicos (facies secundarias)

A. De variación gradual

1. Espelianos (cavernas)
2. Palustres y límnicos (cuencas glaciares, etc.)

B. Volcánicos (lagos de cráteres, etc.)

III. "Permanentes" o cuencas de mares profundos

FUENTE: F. J. Pettijohn, "Sedimentary Rocks", Harper & Brothers, Nueva York, 1957.

MEDIOS AMBIENTES CONTINENTALES

La superficie de depositación en un medio continental se encuentra arriba del nivel del mar. La distinción entre los medios *terrestre* y *acuoso* depende de que el depósito sea formado por el viento o por hielo glaciario o de que se forme en masas de agua tales como corrientes, lagos y pantanos. Los medios acuosos no necesitan tener agua dulce. Los depósitos de muchos lagos salados situados tierra adentro se consideran como continentales acuosos. El medio ambiente glaciario se clasifica como terrestre más bien que acuoso, y generalmente se considera que comprende

tanto al glaciar mismo como al medio asociado que bordea al derretimiento del agua.

El *ambiente glaciar* se caracteriza por su baja temperatura y ausencia casi completa de actividad orgánica. La energía es esencialmente la del hielo y el agua fundida en movimiento. Los depósitos emplazados directamente en el medio glaciar son enteramente clásticos, no clasificados y limo de derrubios sin estratificar, que pueden presentarse en capas alternadas con depósitos de deslave. Los *depósitos de deslave* son formados por el agua de deshielo; son ejemplos la grava, la arena y el fango, los cuales tienen la mayoría de las características de los depósitos aluviales. El limo se presenta en morrenas terminales, en morrenas de fondo o en colinas redondeadas de morrena (*drumlins*). Las características de deslave comprenden las planicies con hoyos, los kames, los eskers y los rosarios o trenes de valles. Los lagos glaciares bloqueados de hielo acumulan depósitos arcillosos que son comúnmente várvidos.

El *ambiente desértico* no es estrictamente eólico, puesto que las corrientes efímeras y pequeñas cuencas de agua pueden ser relativamente importantes en el medio. Así, un ambiente desértico exhibe generalmente una combinación (especialmente durante las estaciones secas) de depósitos de viento, de lago y de corriente. El estudio de los desiertos modernos del oeste de los Estados Unidos y de otras partes del mundo indica que los principales factores de energía son el viento, las corrientes efímeras y la energía térmica en la evaporación de las pequeñas cuencas de agua. Los depósitos emplazados en medios desérticos consisten en guijas y guijarros en fanglomerados en la base de pendientes fuertes, arena eólica en dunas y depósitos de grano fino junto con evaporitas en las planicies del desierto. Los sedimentos desérticos plenos de color son comúnmente lenticulares. Muchos pueden mostrar rápida alternación de capas gruesas y finas. Son comunes los ventifactos y las guijas de caras biseladas. En los depósitos de playa están presentes surcos y marcas de oleaje y grietas de lodo, y las evaporitas pueden acumularse en los lagos.

El *ambiente aluvial* ocurre en los canales con corriente y planicies inundadas asociadas de las corrientes individuales. El carácter de los depósitos de planicies inundadas tiene posibilidades de ser influido por el clima. Las condiciones áridas pueden causar oxidación fuerte que quizá influya en el desarrollo de algunos mantos rojos, pero en las regiones húmedas puede ocurrir material orgánico en cantidad suficiente para impartir un color oscuro a los sedimentos. Los materiales depositados en los ambientes aluviales varían desde cantos rodados hasta arcilla. Los materiales húmicos dominan a los sedimentos más finos formados sobre las amplias planicies inundadas en la porción más baja de la

corriente. Como conjunto, los depósitos aluviales son compuestos. En una corriente sencilla, los depósitos se desarrollan como lentes alargadas. En las planicies aluviales, los sedimentos presentan generalmente entrecrecimientos a manera de lenguas y se caracterizan por sus estructuras de corte y relleno y por los cambios bruscos en el tamaño de las partículas. Los depósitos extremadamente gruesos aluviales y de cuenca pueden desarrollarse particularmente a lo largo de los frentes de las montañas. La acumulación sedimentaria de este tipo se presenta en las formaciones terciarias de las regiones de las Montañas Rocallosas y en los depósitos triásicos de los Estados Unidos orientales. El aluvión de río cambia en forma gradual imperceptiblemente a lagos formados por depósito de sedimentos, pantanos, deltas y el mar. En donde las planicies aluviales se extienden hasta el mar, puede ocurrir el cambio gradual de ambiente continental a marino. Muchas pizarras muestran tales cambios de transición gradual de los depósitos aluviales a mantos marinos poco profundos.

Los *ambientes de pantano* se refieren a cuerpos de agua estancada poco profundos ocupados por relativamente abundante vida vegetal. El agua de pantano puede ser dulce o salobre, y los pantanos varían muchísimo en tamaño. Los sedimentos depositados directamente en los pantanos abarcan el fango y el lodo, los cuales pueden ser arrastrados por el agua hacia las cuencas pantanosas, y las sales y gases disueltos que se desarrollan en condiciones anaeróbicas en el agua. Se encuentran extensos depósitos pantanosos en los mantos de carbón pensilvanianos y cretácicos y en los lignitos terciarios de muchas partes del mundo. Asociados con el carbón y el lignito existen depósitos de pizarra carbonácea, subarcilla (arcilla refractaria) y delgados lentes de caliza de agua dulce.

Los pantanos en los que se desarrolla el carbón mineral son de dos tipos: los de alto contenido de fangal y los de bajo contenido de éste, ambos terrestres. Los pantanos de bajo contenido de fangal están limitados a depresiones topográficas deficientemente drenadas y contienen agua estancada en la que el material vegetal puede acumularse como turba. Aunque la mayoría de los pantanos de bajo contenido de fangal son pequeños, algunos contienen depósitos de turba o carbón relativamente gruesos. Así, el carbón pensilvaniano hasta de 30 m de espesor ha sido explotado en Missouri por pozos de tamaño moderado. Los pantanos de bajo contenido de fangal pueden desarrollarse en un amplio margen de latitudes, pero son comparativamente raros en los trópicos.

Los pantanos de alto contenido de fangal ocurren en el presente sólo en las regiones frías. Se desarrollan en terrenos planos o de pendiente muy suave. En estas áreas, la vegetación se acumula como una

masa esponjosa permanentemente saturada de agua, como en las regiones nórdicas de tundras. Estos pantanos pueden ser extensos, como lo muestran los carbones pensilvanianos, muchos de los cuales son continuos sobre miles de kilómetros cuadrados. Otros carbones, como aquellos de las formaciones de Cretácico Superior de los Estados Unidos occidentales, pueden haber tenido un origen distinto. Claramente se desarrollaron adyacentes a una línea costera en proceso de desplazamiento, en pantanos que formaron atrás barreras protectoras o bordos de arena, como se representa en la figura 8-4.

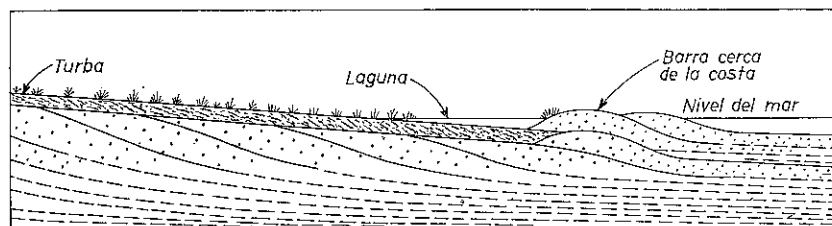


FIG. 8-4. Reconstrucción esquemática de un pantano de carbón mineral del cretácico, desarrollado detrás de una barra costera. Este es el tipo de situación en el que se cree que la turba se ha acumulado a intervalos, durante la depositación de la arenisca y sedimentos asociados. (Según R. G. Young, Bull. Geol. Soc. Am., 1955.)

Las acumulaciones de los pantanos pueden presentarse interestratificadas con sedimentos lacustres, aluviales y aun marinos.

El ambiente lacustre es efímero y se caracteriza por las profundidades pequeñas, las corrientes débiles y los cambios estacionales del nivel del agua. En los climas templados, las diferencias de densidad debidas a los cambios de temperatura producen movimientos de las aguas de lago del fondo hacia la superficie, un fenómeno conocido como *renovación*. Esta renovación asegura un suministro de oxígeno al agua más baja del lago y favorece el desarrollo de materia orgánica. Los lagos tropicales no sufren esa renovación, y sus aguas del fondo pueden volverse estancadas. Los sedimentos acumulados en los lagos son esencialmente fango y depósitos arcillosos de grano fino, aunque puede desarrollarse marga por la acción de agentes orgánicos y químicos. El ejemplo clásico de la sedimentación de lago es la formación Green River, de 600 m de espesor, de edad Terciaria, que se encuentra en Utah y Wyoming. El sedimento dominante en la formación es marga orgánica, la cual pasa gradualmente a pizarra petrolífera en la parte central del depósito. Los depósitos marginales de la orilla comprenden arenisca, pizarra y oolita de grano fino, así como caliza algácea.

Los depósitos lacustres y aluviales están comúnmente interestratificados, y su diferenciación puede ser difícil. Los lagos y estanques pequeños se desarrollan en las planicies de inundación de los ríos y cerca de los glaciares, y tales depósitos se confunden o mezclan más o menos insensiblemente con los de otros ambientes. En conjunto, los sedimentos lacustres son difíciles de identificar salvo cuando los rasgos geomórficos y la evidencia estratigráfica ayudan a establecer la existencia de lagos en el pasado relativamente reciente.

MEDIOS AMBIENTES DE TRANSICIÓN

Existen muchas condiciones ambientales de transición entre los medios continentales y los marinos. Los pantanos costeros pueden ser de transición, porque alternan entre agua dulce y salada, como lo hacen muchos estuarios. Aquí sólo se describirán los ambientes de transición más comúnmente reconocidos:

El ambiente de delta es un compuesto de los ambientes aluvial, lacustre, de pantano costero y de playa. La energía es principalmente mecánica, como la de las corrientes, las olas, los cauces y el viento. Los sedimentos depositados en las áreas deltaicas incluyen productos gruesos y finos, clásticos y no clásticos, como la marga y la materia orgánica. La sedimentación es complicada, sin embargo, por el desplazamiento de la delta y por el cambio del nivel del mar. En consecuencia, ocurre una alternación rápida entre la arena gruesa y el fango y la arcilla más finos, y los depósitos marinos se vuelven asociados con sedimentos típicamente aluviales. En ambos lados de una delta, los medios ambientes de playa o de pantano costero pueden ser evidentes, pero hacia el océano la delta cambia gradualmente a un ambiente marino.

El ejemplo clásico de las acumulaciones deltaicas es la delta Chemung-Catskill (Devoniano), de la región de los Apalaches. Otros depósitos extensos de delta están en el Desmoinesiano (Pensilvaniano) a lo largo del borde sur de la cuenca Anadarko, de Oklahoma.

La mayoría de los sistemas de ríos importantes, como el Hwang Ho, el MacKenzie, el Nilo, el Colorado y el Mississippi, siguen y mantienen depresiones topográficas que conducen al mar, en las que son entregados sedimentos continuamente, acumulándose depósitos enormes. El espesor de los depósitos deltaicos y la posición presente de sedimentos de agua somera a gran profundidad abajo de la superficie indican que en el proceso de formación de las deltas han ocurrido hundimientos de consideración.

La delta del Mississippi, de Louisiana, con 31,000 kilómetros cuadrados de área de tierra (sin contar la parte submarina), es en realidad

un complejo de varias deltas mezcladas, formadas sucesivamente durante los últimos varios miles de años. Cada subdelta fue comenzada por una inundación que creó un nuevo brazo. La figura 8-5 muestra las relaciones de los sedimentos a las bocas de los brazos, a la línea de la costa y a la profundidad del agua. El frente del diagrama de bloque es una sección transversal que pasa por los brazos más allá del frente de la delta principal. Esta muestra sucesivamente, de abajo arriba, la arena

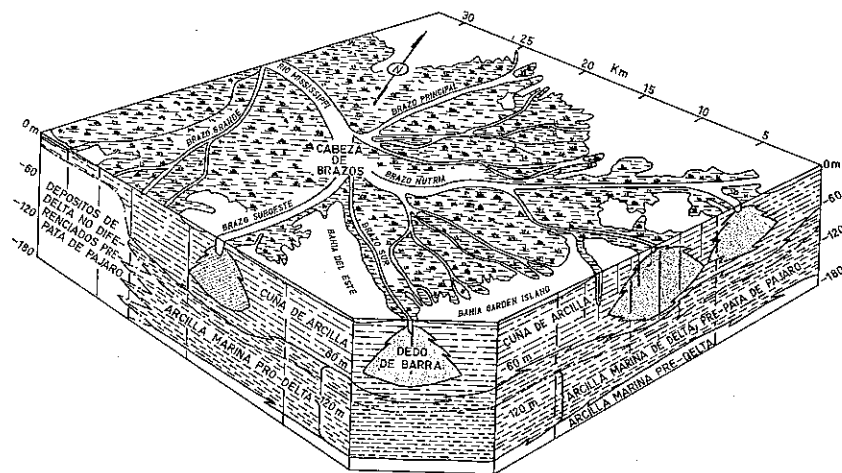


FIG. 8-5. Estructura sedimentaria de la delta "pata de pájaro" del río Mississippi. (Según H. N. Fisk, E. McFarlan, Jr., C. R. Kolb y L. J. Wilbert, *J. Sediment. Petrol.*, 1954.)

marina predelta, la arcilla marina prodelta, de fecha anterior al crecimiento de la delta moderna, y depósitos deltaicos que consisten en arcilla fangosa y un cuerpo de arena en forma de barra, construido por los brazos.

La costa que se extiende desde la región de alta marea hasta la de baja marea se designa como *ambiente de litoral*. Playa es la palabra típica para este medio ambiente. Los sedimentos depositados en los ambientes de litoral son principalmente clásticos, variando desde guijas, gravas y arenas hasta lodos. En donde un ambiente de litoral está protegido de la acción de las olas, puede ser una plataforma de mareas completamente llena de vida vegetal. Los depósitos de las plataformas de marea consisten principalmente en lodo con hilillos de arena y grava. Los de playa están formados por arena cuarzosa bien clasificada.

Las lagunas son cuerpos alargados de agua tranquila de poca profundidad, separados del mar por una barrera. Son típicamente pantanosos

y llenados lentamente con fango y arcillas acarreados por las corrientes. El fango y la arcilla finos pueden ser complementados por arena acarreada por el viento desde la barrera y por material orgánico y carbonato procedentes de organismos que forman lodos euxínicos de color obscuro. Las evaporitas pueden formarse en lagunas de regiones áridas. En consecuencia, los *ambientes palustres* pueden dar origen a una amplia variedad de sedimentos. La pizarra (shale) de laguna contiene co-

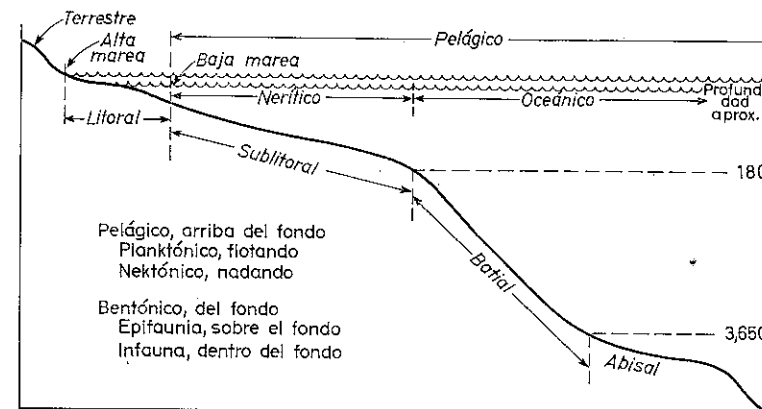


FIG. 8-6. Diagrama esquemático mostrando la clasificación de los ambientes marinos. (Simplificado de J. W. Hedgpeth, *Geol. Soc. Am., Mem.* 67, 1957.)

múnmente fauna de agua salobre con restos de plantas y hojuelas carbonáceas. Las secuencias verticales de fango, arcilla, lodos orgánicos y arenas de forma lenticular son características de los depósitos palustres antiguos.

MEDIOS AMBIENTES MARINOS ¹

El ambiente marino es mucho más importante y extenso que el continental como una región de deposición sedimentaria. Se han depositado grandes cuerpos de sedimentos sobre la tierra, pero tarde o temprano, el material ha sido erosionado nuevamente y arrastrado hacia el mar. Una gran cantidad de rocas sedimentarias disponibles para observación sobre los continentes, hoy día son depósitos marinos. Los ambientes marinos han sido clasificados sobre la base de la profundidad del agua, su proximidad a la costa, el tipo de vida bentónica y la clase de sedimento. La figura 8-6 muestra un diagrama esquemático de la clasificación de los ambientes marinos. La distribución de los tipos

¹ Véase J. M. Weller, ya citada, págs. 162-174, 1960.

de agua clara con profundidades de menos de 75 metros. Las islas de coral más al Sur son las Abrolhos, fuera de la costa occidental de Australia, 400 kilómetros al norte de Perth. Los arrecifes de crecimiento más activo que se encuentran más al Norte hoy en día, son los de Bermuda, en el océano Atlántico, 1,370 Km al este de Charleston, Carolina del Sur. Sin embargo, crecen algunos bancos modernos de corales a lo largo de la costa noruega, a profundidades de 180 a 270 m. En otras partes han sido señalados a profundidades de más de 2,400 m. Los bancos de coral de este tipo alcanzan diámetros de 1.6 Km o algo semejante, y se elevan 60 m arriba del fondo.

Las condiciones aeróbicas o medio ambiente evaporítico prevalecen en áreas restringidas. Los depósitos están formados por sales, yeso y anhidrita resultantes del exceso de evaporación, la cual concentra a la materia mineral disuelta en el agua de mar y ocasiona finalmente su precipitación. Esto sólo puede ocurrir en cuencas poco profundas, rodeadas de tierra y limitadas por barreras a regiones relativamente áridas que estuvieron intermitentemente comunicadas con el mar.

Las condiciones anaeróbicas marcan otro ambiente especializado que ocurre en porciones restringidas del mar. Este ambiente debe su existencia al abundante material orgánico cuya putrefacción agota el oxígeno disuelto en el agua del mar. Los sedimentos depositados y conservados son característicamente negros. La gran distribución superficial del carácter carbonáceo de las pizarras (shales) negras de Chattanooga y de las pizarras (shales) negras de los estratos del Precámbrico y del Paleozoico Inferior se depositaron probablemente en ambientes anaeróbicos de poca profundidad.

El otro tipo de ambiente anaeróbico ocurre en las cuencas profundas encerradas. La mayoría de las cuencas de esta clase están rodeadas de tierra o están cercadas por arrecifes, como lo está la cuenca permiana del oeste de Texas. La comunicación libre con el mar es limitada, y la materia orgánica es aportada por organismos planktónicos que mueren y se hunden hasta el fondo. Los sedimentos depositados son menos extendidos superficialmente y son de caliza fangosa o negra arcillosa. Algunas cuencas grandes del pasado parecen haber recibido muy poco sedimento, y se las ha denominado *cuencas famélicas*.

El ambiente batial abarca todo el fondo del océano situado de 180 a 1,800 m, debajo del cual está el *ambiente abisal*. La arena clástica fina, el fango, el lodo y los sedimentos calcáreos y silíceos son típicos de los ambientes batiales. En el ambiente abisal, la luz está casi ausente, la presión hidrostática sobrepasa a los 140 Kg por cm², y la temperatura es generalmente inferior a 5° C. Los sedimentos depositados en este ambiente comprenden las sales disueltas y los productos detríticos de tal

naturaleza que puedan asentarse de la suspensión junto con los productos silíceos y calcáreos de las formas flotantes, y con pequeñas cantidades de lodos orgánicos calcáreos y silíceos. La mayoría de los lodos orgánicos calcáreos ocurren a profundidades menores de 3,600 m. Los esqueletos silíceos son menos solubles, y los lodos radiolarios ocurren principalmente abajo de 4,200 m. Los lodos diatomáceos, en cambio, están presentes a profundidades mucho menores fuera del intervalo principal del plankton calcáreo. Más allá de los 4,800 m queda poca sílice orgánica, y la arcilla roja caracteriza al piso más profundo del océano.

La sedimentación batial y abisal puede haber ocurrido en las cuencas permanentes del océano a través de una gran parte del tiempo geológico. Parece muy dudoso, sin embargo, que cualesquiera cantidades significativas de rocas sedimentarias expuestas ahora sobre los continentes, se hayan formado a profundidades batiales y abisales.

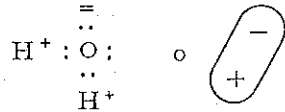
FACTORES FISICOQUIMICOS QUE INTERVIENEN EN LA SEDIMENTACION

Los procesos de la sedimentación son esencialmente reacciones geoquímicas que tienen lugar en presencia de agua. El agua es un potente reactivo químico que suministra continuamente iones activos de H y OH. Ningún otro líquido puede compararse con el agua en el número de sustancias que puede disolver, ni en las cantidades que puede mantener en disolución. El término *hidrólisis* se refiere a la reacción entre los iones H y OH del agua y los elementos de un mineral o roca. Es interesante observar el resultado total de la hidrólisis mundial de los silicatos durante el tiempo geológico. Los iones de H se han combinado con los aniones de aluminosilicatos para formar minerales arcillosos, mientras que los iones OH se han ido con los cationes metálicos al océano y dado origen a un océano alcalino. El continente es la parte ácida de la reacción; el océano, la parte alcalina. Varios factores fisicoquímicos son fundamentales en la sedimentación, cada uno de los cuales será estudiado a su turno.

POTENCIAL IÓNICO

Los iones de los minerales y las rocas atraen a las moléculas de agua; los cationes atraen a los extremos negativos del dipolo del agua; los aniones, a los extremos positivos. Se origina un dipolo químico cuando existe una distribución desigual de carga entre dos átomos dentro de una molécula. En el caso del agua, la carga negativa reside en el oxí-

geno y las cargas positivas en los hidrógenos; el dipolo es aquí esencialmente una resultante, como se muestra por:



El número de moléculas de agua que pueden ser atraídas alrededor de un ión dado, depende del tamaño del ión; cuanto más grande es, mayor es el número de moléculas de agua atraídas hacia él. La hidratación

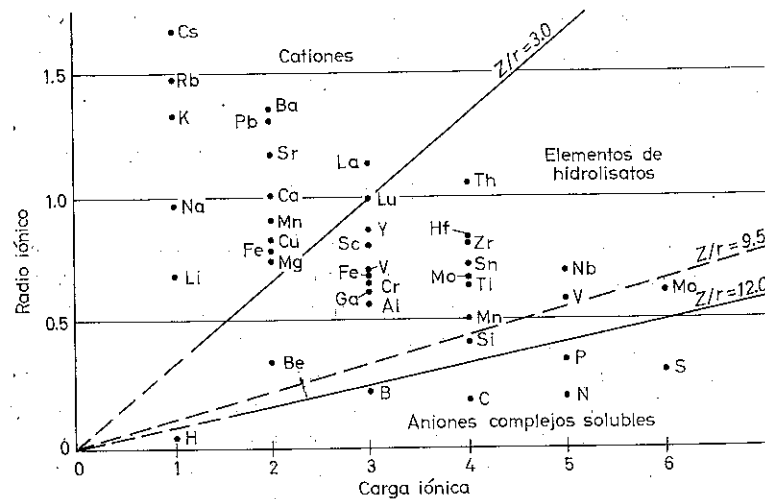


FIG. 8-8. Separación geoquímica de algunos elementos importantes sobre la base de su potencial iónico. Barreras diagonales de valor constante del potencial iónico Z/r . (Modificada según M. Gordon y J. I. Tracey, *AIME Symposium Volume*, 1952.)

de un ión es, sin embargo, proporcional a su carga (Z), e inversamente proporcional a su radio (r). Al factor Z/r se le conoce como el *potencial iónico*.

Que la clasificación de los elementos puede establecerse por medio del potencial iónico, fue descrito primero por G. H. Cartledge en 1928, y aplicado posteriormente a los minerales y a las rocas por V. M. Goldschmidt en 1937. El potencial iónico de un elemento determina en gran parte su lugar de depositación durante la sedimentación. Los elementos de bajo potencial iónico, como el Cs, el K, el Na, el Ca, el Mg, etc., permanecen en disolución durante el proceso de transporte y de sedimentación. Los elementos de potencial iónico intermedio son precipitados

por hidrólisis, y sus iones se asocian con hidroxilos para formar hidrolisatos. Los elementos de potenciales iónicos aún más altos forman aniones ácidos solubles con el oxígeno. Esto se representa convenientemente en forma gráfica, tomando el radio iónico como ordenada y la carga iónica como abscisa, como en la figura 8-8. Debe observarse que el silicio, en el límite de la gráfica, se comporta en algunos aspectos como formador de aniones ácidos y como un hidróxido difícilmente soluble.

En muchas rocas sedimentarias, hay productos de hidrólisis y de oxidación asociados en los mismos depósitos. Por ejemplo, el hierro en estado ferroso es estable en disolución (Z/r 2.7), de suerte que la preci-

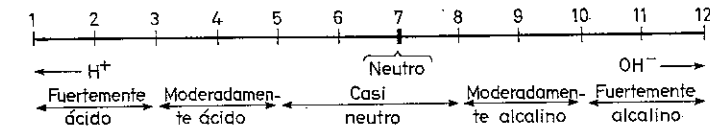


FIG. 8-9. La escala pH. Una escala de valores del pH que se encuentra en los ambientes geológicos ordinarios. Existen también otros extremos del pH en situaciones geológicas poco comunes. (Según W. D. Keller, 1957.)

pitación del hierro tiene que ser precedida por su oxidación al estado férrico (Z/r 4.7). De modo semejante, el manganeso es estable en disolución como iones manganosos (Z/r 2.5), pero se precipita en la forma tetravalente hidratada (Z/r 6.7).

CONCENTRACIÓN DEL IÓN HIDRÓGENO: LA ESCALA pH

El pH, un símbolo ya mencionado en relación con los depósitos de fosforita, es una medida de la concentración real de iones H en una disolución acuosa. La concentración de iones H en el agua pura a 20° C. es 10^{-7} moles por litro. Si la concentración es mayor que la del agua pura a la misma temperatura, se dice que la disolución es ácida; de lo contrario, es alcalina. Como una medida inversa de la concentración de iones H, se utiliza una escala pH de los números exponenciales hasta 10 (es decir, logaritmos negativos). Así, el pH del agua pura es 7, como se indica en la figura 8-9. En la figura se enseñan también las relaciones inversas; es decir: una mayor acidez expresada por números más pequeños se origina por el hecho de que el número pH designa la concentración activa de iones H en "moles por litro" expresada como exponente negativo de 10, tal como 10^{-7} , o su equivalente matemático $1/10^7$, como ya se mencionó en el caso del agua. Una disolución más ácida, como la de pH 6, contiene 10^{-6} moles de iones H verdaderos por litro, cantidad que es diez veces mayor que la de pH 7. En resumen, los exponentes de

10 son menos a medida que disminuyen, y la cantidad a la que se refieren se vuelve más grande. Al pH 8, la concentración de iones H activos es 10^{-8} moles por litro, la cual es menor que 10^{-7} , y la disolución está del lado alcalino de la neutralidad.

El pH de la mayoría de los manantiales, del agua subterránea y del agua de lluvia varía desde casi neutro hasta ligeramente abajo de un

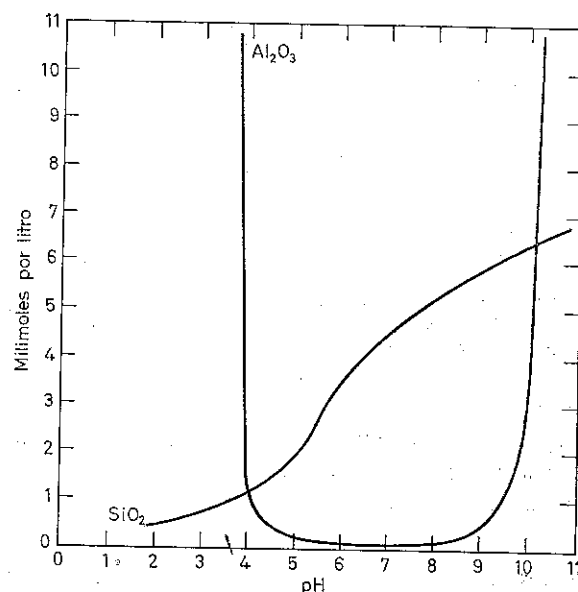


FIG. 8-10. La solubilidad de la sílice y la alúmina como una función del pH. (Según C. W. Correns, *Einführung in die Mineralogie*, pág. 210, Springer Verlag Berlin, 1949.)

pH de 5. El agua de los pantanos ácidos puede tener un pH inferior a 2. El agua del océano está del lado alcalino, con un pH de alrededor de 8. El pH del agua de los lagos alcalinos o tierras vegetales alcalinas es de 11. Aunque el agua de un río es neutra (pH 7), comúnmente es regulada por CaCO_3 y por CO_2 . Una disolución saturada de CO_2 a su presión parcial en la atmósfera, tiene un pH de 5.2, y una disolución de CaCO_3 en agua saturada al aire tiene un pH de poco más o menos 8.

El pH del medio ambiente es significativo para la hidrólisis de algunos silicatos comunes minerales formadores de rocas. Por ejemplo, el cuarzo pulverizado en el agua se hidroliza a un pH de casi 6 a 7, pero los feldespatos se hidrolizan para producir un pH de 8 a 10, los piroxenos de 8 a 11 y los anfíboles y feldespatoides de 10 a 11. Este intervalo

de valores del pH es especialmente importante para el transporte de Al_2O_3 SiO_2 en disolución y su depositación definitiva.

En la figura 8-10 se señala el efecto del pH en las solubilidades del Al_2O_3 y del SiO_2 . A un pH de 10, y mayor, tanto el Al_2O_3 como el SiO_2 son relativamente solubles y se dejan arrastrar en disolución, suponiendo que haya agua corriente en abundancia. Cuando el pH es de alrededor de 8 (cien veces más ácido que en el pH 10), la solubilidad del SiO_2 aumenta considerablemente, pero el Al_2O_3 es prácticamente insoluble. En estas condiciones, el SiO_2 es eliminado en disolución, pero el Al_2O_3 hidratado se precipitará probablemente como gibsita, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, o como diaspora o boehmita, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, los minerales comunes de la bauxita. Finalmente, cuando el pH es 4 y 5, las solubilidades del Al_2O_3 y del SiO_2 son bajas. Quizá tienden a combinarse con los iones H para formar minerales arcillosos de composición caolínica ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 / 1:2$). En las disoluciones alcalinas (pH de 8 a 9), está presente mucho más SiO_2 , promoviendo así la formación de montmorillonita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 / 1:4$).

Por tanto, en tres ambientes químicos distintos (diferentes grados de acidez), el Al_2O_3 y el SiO_2 pueden responder siendo ambos compuestos significativamente solubles, siendo soluble el SiO_2 , pero prácticamente insoluble el Al_2O_3 , y finalmente, siendo ambos difícilmente solubles. Estos ambientes químicos pueden aplicarse de una manera práctica a las condiciones geológicas reales para la explicación de la formación de las bauxitas, lateritas y minerales arcillosos.

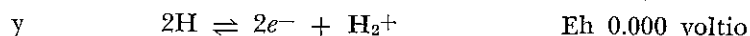
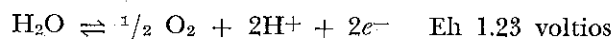
POTENCIALES DE OXIDACIÓN: POTENCIALES DE OXIDACIÓN-REDUCCIÓN

La oxidación de una sustancia ocurre cuando uno de sus átomos constitutivos pierde un electrón (e^-). El término "oxidación" se utiliza comúnmente para caracterizar aquellas reacciones en las que el elemento oxígeno se combina o reacciona con alguna otra sustancia química. El término "reducción" se utiliza para caracterizar aquellas reacciones en las que es separado el oxígeno de sus compuestos, generalmente por el uso de hidrógeno. Es corriente encontrar referencias a la potencia oxidante de una molécula o ión, expresada en función de su contenido de oxígeno, o referencias al poder reductor expresado en función del contenido de hidrógeno.

Muchos elementos se presentan en diferentes estados de oxidación en la corteza terrestre. Por ejemplo, el hierro puede ocurrir como metal nativo (estado de oxidación 0), en forma de compuestos ferrosos (estado de oxidación 2) y como compuestos férricos (estado de oxidación 3). Otros elementos semejantes son el manganeso (2, 3, 4), el cobre (0, 1, 2), el cobalto (2, 3), el azufre (-2, 0, 6) y muchos otros. La

estabilidad de un elemento en un estado de oxidación particular depende del cambio de energía comprendido al agregar o quitar electrones. La tendencia inherente hacia la adquisición o pérdida de electrones en una reacción química en particular puede medirse como fuerza eléctrica operante y expresarse como un valor de potencial. A tales potenciales se les puede llamar potenciales de oxidación-reducción, pero por lo general se les denomina simplemente *potenciales de oxidación*. Como es imposible obtener valores absolutos para tales potenciales, la forma más común de expresarlos es con relación a algún patrón elegido arbitrariamente: $H_2 \rightarrow 2H^+ + 2e^-$ (dos electrones). Esto significa la eliminación de los electrones de los átomos de hidrógeno o la oxidación del hidrógeno a iones de hidrógeno. El potencial de oxidación (Eh o los llamados *potenciales patrón de oxidación*) de esta reacción de la sustancia reaccionante es fijado arbitrariamente como 0.000 voltio, y la escala de los potenciales de oxidación se extiende a ambos lados del cero.¹

El intervalo de los potenciales de oxidación de los medios ambientes naturales determina las reacciones geoquímicas. Las reacciones de los medios acuosos están limitadas teóricamente a aquellas con potenciales de oxidación comprendidos entre



En ambas reacciones intervienen iones hidrógeno, y sus potenciales son, en consecuencia, fuertemente afectados por los cambios del pH. El pH de la gran mayoría de las aguas naturales está comprendido dentro de una unidad de la figura pH 7 para el agua pura. Para un pH de 7, el potencial de la primera de las ecuaciones anteriores es de 0.82 voltio y el de la segunda de -0.41 voltio. Estas cifras indican que los potenciales de oxidación de un medio ambiente natural con pH 7 deben estar comprendidos entre -0.41 y 0.82 voltio. En los depósitos de fondos marinos ricos en materia orgánica, se han registrado valores del potencial de oxidación tan bajos como -0.5, y en tales ambientes se puede realmente generar hidrógeno.

Los potenciales de oxidación y el pH son los controles básicos de la naturaleza de muchas rocas sedimentarias. Los sedimentos son depositados en condiciones oxidantes (aeróbicas) o reductoras (anaeróbicas). El hecho de que un sedimento antiguo haya sido depositado en condiciones oxidantes o reductoras se decide principalmente por lo que se

¹ Para un estudio más completo de los estados de oxidación de los elementos y sus potenciales, se remite al lector a la obra de W. M. Latimer, 1938.

sabe acerca de la estabilidad de los minerales en los diferentes potenciales de oxidación.

De los elementos metálicos comunes que se precipitan para formar sedimentos no clásticos o químicos, el hierro es el único que tiene la capacidad de existir en varios estados de valencia.¹ Puede ser precipitado en el estado férrico como un óxido (hematita) o como un silicato (glauconita), en el estado ferroso como carbonato (siderita) o silicato

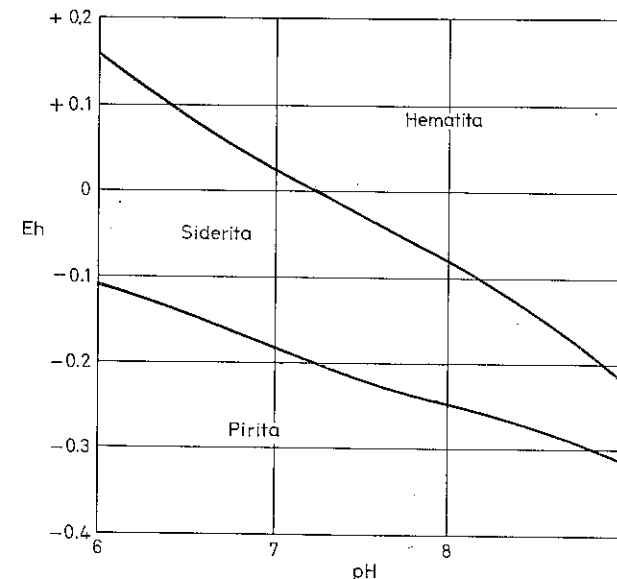


FIG. 8-11. Campos de estabilidad de la hematita, la siderita y la pirita. (Según W. C. Krumbein y R. M. Garrels, *J. Geol.*, 1952.)

(chamoisita), o como sulfuro (pirita). Como precipitados químicos, estos minerales son productos de equilibrio que registran ciertos elementos de la química del ambiente de origen. En las formaciones sedimentarias de hierro de la región del lago Superior de la edad Precámbrica, el hierro es a un mismo tiempo un indicador del ambiente y un elemento constitutivo importante. Pero en la mayoría de los sedimentos, el hierro está presente en cantidades tan pequeñas que las diferencias mineralógicas son oscurecidas por otros rasgos sedimentarios. Krumbein y Garrels deducen los campos de estabilidad aproximados del grupo pirita-siderita-hematita, en función del Eh y del pH, tomando en cuenta las actividades del Fe^{3+} , Fe^{2+} , $(CO)_3^{--}$, $(OH)^-$, y S^{--} , y de los productos

¹ Véase H. L. James, *Sedimentary Facies of Iron-Formation*, págs. 240-241, *Ec. Geol.*, 1954.

de los compuestos (fig. 8-11). El diagrama sirve para mostrar las relaciones generales existentes entre las fases minerales y el ambiente químico. Es claro que la forma en la que se precipita el hierro es más fuertemente dependiente del potencial de oxidación-reducción Eh. La hematita in-

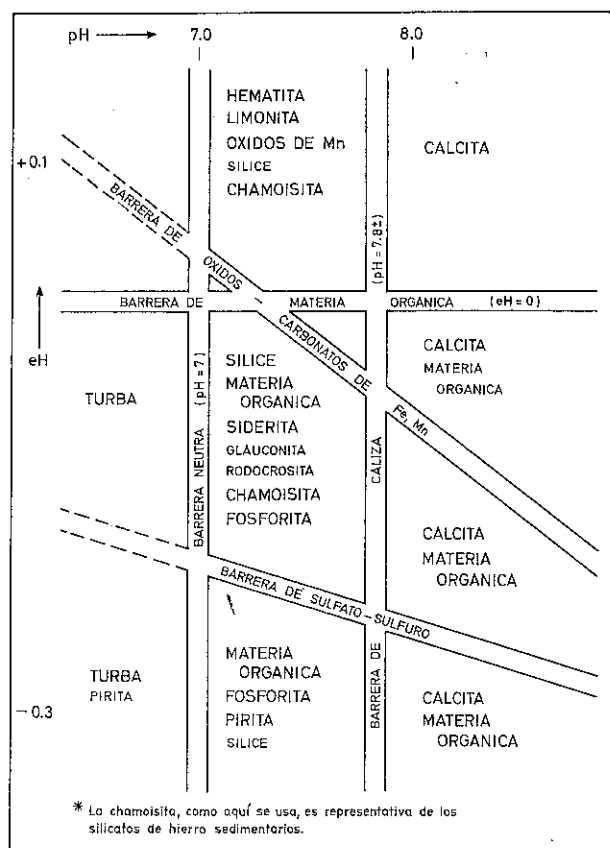


FIG. 8-12. Clasificación química de los sedimentos no clásticos (exceptuadas las evaporitas), basada en los dos factores fisicoquímicos pH y Eh. (Según W. C. Krumbein y R. M. Garrels, *J. Geol.*, 1952.)

dica un ambiente totalmente aereado, la pirita y la marcasita significan un medio deficiente en oxígeno, y la siderita un potencial de oxidación intermedio.

En la figura 8-12, Krumbein y Garrels desarrollan el concepto de la "barrera geoquímica", un lindero definido por la presencia de un mineral en particular por una parte y su ausencia por otra. Una barrera par-

ticular puede representar un valor específico del pH o un potencial específico de oxidación, o una combinación de ambos factores. La barrera más útil al tratar de los procesos sedimentarios es la barrera neutra en el pH 7. La barrera de caliza se encuentra en el pH 7.8, arriba de la cual la calcita se deposita con facilidad, y abajo de la cual tiende a disolverse; la barrera de sulfato-sulfuro es determinada por el potencial de oxidación sulfato-sulfuro; la barrera de óxido-carbonato de Fe, Mn, es determinada por el potencial de oxidación al que se oxidan los compuestos de carbonatos ferrosos y manganosos a óxidos superiores; y la barrera de materia orgánica está a $Eh = 0$, abajo de la cual es estable la materia orgánica y arriba de la cual se oxida para formar bióxido de carbono. Como resultado, los ambientes sedimentarios pueden clasificarse sobre la base de dos factores fisicoquímicos significativos; es decir: la concentración de iones hidrógeno pH y el potencial de oxidación Eh. La investigación de la mineralogía de un depósito sedimentario aclarará las condiciones fisicoquímicas en que se formó.

DIAGENESIS Y PETRIFICACION

La petrificación o litificación es el proceso que convierte a un sedimento de nueva deposición en una roca endurecida. La petrificación puede ser incompleta, puede ocurrir un poco después de la deposición o ser simultánea a ella, o bien producirse mucho tiempo después de la deposición.

A los cambios que ocurren en los sedimentos a bajas temperaturas, durante y después de la petrificación se les conoce con el nombre de *diagénesis* (véase la pág. 242). Los cambios diagenéticos son alcanzados por los procesos ordinarios de reorganización química, tales como la disolución diferencial, precipitación, cristalización, recristalización, reemplazamiento o metasomatismo, autigénesis, etc. Sin duda, el agrupamiento mineral de los sedimentos que es producido por la diagénesis es un agrupamiento en equilibrio, y tanto la textura como la estructura son afectadas por la diagénesis después de la deposición.

Hablando en términos generales, los cambios que sufren los sedimentos pueden dividirse en *diagénesis temprana* y *tarde*. Por ejemplo, varias sustancias en algunos ambientes marinos pueden comenzar a cambiar casi tan pronto como son depositadas. La montmorillonita cambia a illita o a clorita, la glauconita se forma en los sedimentos mientras permanecen sin sepultar en los ambientes marinos someros, y el carbonato de calcio precipitado como aragonita, puede recristalizarse rápidamente a calcita. Tales cambios son un tanto similares a los cambios postdeposicionales en los depósitos terrestres expuestos a intemperismo subaéreo;

en verdad, la diagénesis marina temprana ha sido calificada a veces como intemperismo submarino o *halmirólisis*. Otros cambios diagenéticos ocurren mucho después de la depositación o aun mientras el sedimento está siendo deformado, y la diagénesis puede entonces transformarse en metamorfismo. La cementación de la arenisca, algunas etapas de la dolo-

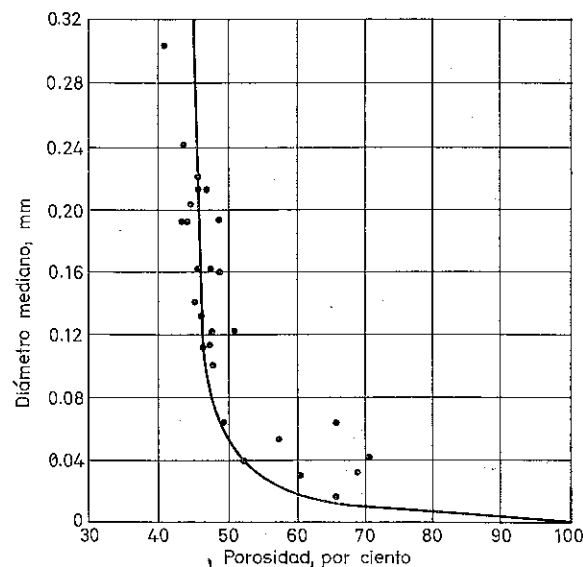


FIG. 8-13. Gráfica que muestra la relación entre el tamaño del grano mediano y la porosidad en sedimentos depositados recientemente. En el material arenoso la porosidad tiene en promedio un valor aproximado de 46 por ciento, y la variación en el tamaño origina muy poca diferencia en la porosidad. En los sedimentos de tamaño inferior al de la arena fina (0.06 mm) la porosidad aumenta rápidamente. (Según E. L. Hamilton y H. W. Menard, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 1956.)

mitización y el desarrollo de las concreciones de mineral de hierro en los sedimentos arcillosos se cuentan entre los cambios que pueden ser postdepositacionales.

COMPACTACIÓN DE LOS SEDIMENTOS

A medida que son sepultados los sedimentos tiene lugar la compactación. Las partículas sólidas de los sedimentos son presionadas unas contra otras por el peso del material suprayacente, ocasionando la reducción del volumen del sedimento. El lodo de depositación reciente puede tener hasta 80 por ciento de espacios de poros rellenos de agua atrapada o *agua singenética* (congénita). Las películas de agua absor-

bida tienden a separarse y mantienen apartadas a las partículas sedimentarias. Consecuentemente, los sedimentos de grano fino son depositados con mayor porosidad original que los de grano grueso (fig. 8-13). La *porosidad* de una roca es el volumen de sus huecos o poros, medido como porcentaje del volumen de la roca. Varía desde un valor prácticamente nulo en las rocas cristalinas duras hasta un máximo de 80 por ciento en las pizarras o piedras de lodo sueltas y no petrificadas. La mayoría de las pizarras (shales) se acumularon probablemente como

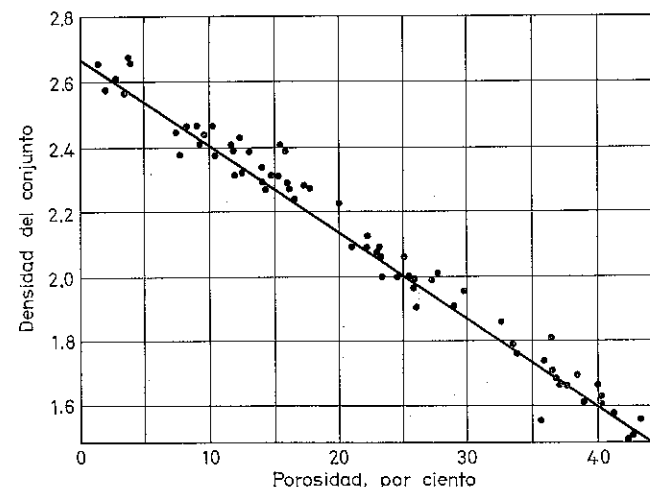


FIG. 8-14. Diagrama que muestra la relación de la porosidad a la densidad de masa, o seca. A medida que mejora el empacamiento de las partículas sedimentarias, aumenta la densidad. (Según D. H. Davis, *J. Geol.*, 1954.)

lodo, con porosidad original de 60 a 80 por ciento. Esta porosidad resulta del área superficial considerablemente aumentada de las partículas sedimentarias y de la creciente importancia volumétrica de las películas de agua absorbida.

La consolidación de las pizarras es principalmente un proceso de compactación y deshidratación. Al ser depositadas inicialmente, las arcillas tienen alta porosidad y contenido de agua. Las medidas de sedimentos naturales muestran que las porosidades iniciales varían desde alrededor de 55 por ciento para los sedimentos fangosos o arenosos hasta más de 80 por ciento para las arcillas marinas de grano fino. Estas últimas contienen más del triple del agua en proporción a la roca sedimentaria que las primeras. La compactación¹ va acompañada por la

¹ Véase J. M. Weller, ya citada, págs. 289-350, 1960. También F. J. Pettijohn, págs. 648-690, 1957, y Z. L. Sujkowski, 1958.

eliminación gradual del agua y el más estrecho acomodamiento de las partículas sedimentarias, resultantes de la presión de la capa de material acumulado arriba (fig. 8-14; véase también la fig. 7-8, pág. 345). Esta continúa hasta que las partículas de arcilla y de fango asociado son presionadas hasta llegar al contacto de unas con otras. En este punto se pierde la plasticidad, y el volumen original del sedimento queda reducido de 20 por ciento hasta más de 60 por ciento. La compactación ulterior puede ser acompañada de una distorsión y del aplanamien-

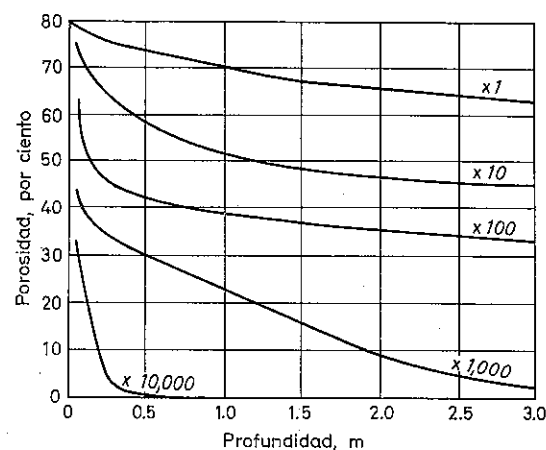


FIG. 8-15. Gráfica que muestra la relación calculada de la porosidad a la profundidad o espesor de la capa suprayacente, en un sedimento arcilloso homogéneo de porosidad original de 80 por ciento. (Según J. M. Weller, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959.)

to de los granos de mineral. Durante esta etapa, se cree que las arcillas blandas son inyectadas a presión dentro de los espacios de poros entre los granos más duros de cuarzo, fango y otros minerales resistentes, y los minerales más duros comienzan a adherirse entre sí. En los sedimentos arcillosos comunes de grano fino, parece ocurrir esto a una porosidad de alrededor de 10 por ciento cuando el volumen original ha sido reducido en alrededor de 50 a 80 por ciento. El sedimento completamente compactado ocupa sólo de 20 a 45 por ciento de su volumen original.

Las areniscas son compactadas de un modo diferente. Gran parte de la compactación de la arenisca cuarzosa parece haberse llevado al cabo lentamente, por disolución en los contactos de unos granos con otros. Este proceso está íntimamente relacionado con las condiciones químicas y con el tiempo. Dos areniscas igualmente compactadas varían mucho en porosidad, dependiendo de la cantidad de cemento que ha sido de-

positado entre los granos. El volumen intergranular es difícil de medir, y es poco, por tanto, lo que se sabe acerca de la magnitud real de compactación que ha ocurrido en muchas areniscas.

La arena muy deficientemente clasificada puede ser de un alto grado de porosidad. Si están presentes pequeñas cantidades de fango, la porosidad puede ser un poco menor, porque una parte del material fangoso puede ser acomodada en el espacio intergranular. Si la cantidad es apreciable, la porosidad es más alta, porque se mantiene más película de agua absorbida dentro del sedimento y su densidad se reduce. Las arenas limpias de depositación reciente en agua tienen generalmente una porosidad de alrededor de 45 a 50 por ciento, pero la acción de las olas reduce ésta considerablemente. Muchas areniscas que han quedado sepultadas a una profundidad de 6,000 m, retienen espacios intergranulares que alcanzan un promedio de alrededor de 25 por ciento. Esto sugiere que la compactación de la arena durante su petrificación es comúnmente casi de 15 a 20 por ciento.

Poco se sabe acerca de la compactación de los sedimentos de carbonatos. Las calizas y dolomitas de baja porosidad parecen deber su consolidación a la estrecha cementación producida por el carbonato de calcio introducido en disolución, o por la consolidación y alteración del lodo de aragonita para formar calcita de grano fino. Las calizas generalmente no han sido compactadas mucho bajo la carga del material suprayacente por simple acomodamiento de sus partículas. La mayoría de las rocas carbonatadas carecen esencialmente de la porosidad primaria de los sedimentos originales, aunque las areniscas y pizarras adyacentes se conserven altamente porosas.

La compactación de los sedimentos está relacionada evidentemente con la presión o profundidad de enterramiento. Según J. M. Weller, toda la porosidad es eliminada por la presión de la cubierta suprayacente a una profundidad de 9,000 m (fig. 8-15). Las curvas de la figura enseñan las relaciones aproximadas de la porosidad con la profundidad de enterramiento en una columna homogénea hipotética de sedimentos ligeramente fangosos depositados con una porosidad inicial de 80 por ciento. La curva está trazada con una escala de profundidad que aumenta por un factor de 10 para cada curva sucesivamente más baja. Para determinar la profundidad para cualquiera curva, multiplíquense las cifras de la escala inferior por el factor que aparece en el extremo de esa curva. La figura 8-16 es una gráfica que señala la compactación que resulta en sedimentos similares sepultados abajo de diferentes espesores de mantos suprayacentes. Para usar esta gráfica, considérese el caso de 30 m de sedimentos que son sepultados gradualmente a una profundidad de 300 m. Sígase la curva marcada 30 al lado derecho hasta su inter-

sección con la línea que sube desde 300 en la escala inferior, y léase la respuesta, o 30+, a la izquierda. Por interpolación pueden estimarse otros valores.

CEMENTACIÓN

La arena no consolidada tiene poros intercomunicados, pero la introducción de cemento sella algunos de los poros. La cementación es entonces una precipitación de material nuevo en los intersticios de un

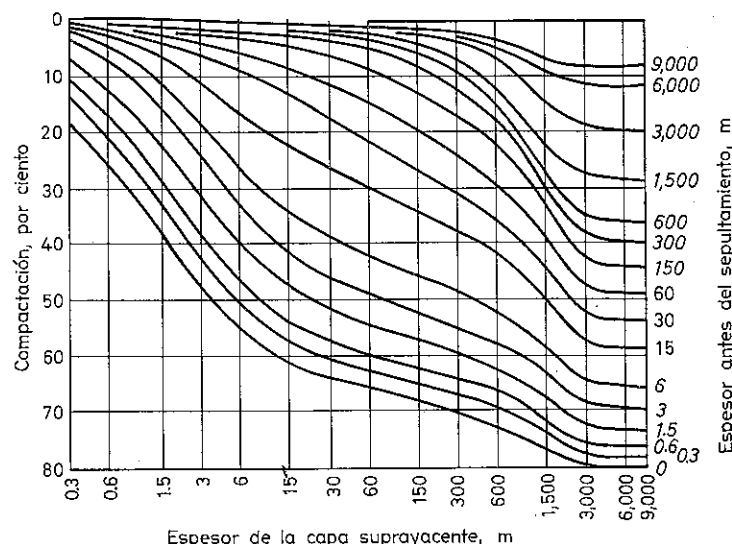


FIG. 8-16. Gráfica que indica el por ciento de compactación de diferentes espesores de lodo originalmente de 80 por ciento de porosidad después de su sepultamiento abajo de material suprayacente de espesor creciente. (Según J. M. Weller, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959.)

sedimento. Es un cambio diagenético fácilmente visible y de lo más común, y produce la consolidación por la unión de los granos originales entre sí. En consecuencia, algunos depósitos son petrificados por cementación y otros por presión. La apretada compactación de los minerales arcillosos, por ejemplo, produce un agregado firmemente ligado. Algunos fragmentos clásticos más gruesos son convertidos en un mosaico al combinarse los procesos de disolución parcial y de deformación de los granos. El término *soldadura* se refiere a una combinación de la cementación y el entrelazamiento de los granos por la presión.

La cementación puede ocurrir contemporáneamente con la sedimentación, o bien, el material cementante puede ser introducido en una

época posterior. Los materiales cementantes más comunes en las rocas sedimentarias son la calcita, la dolomita, la siderita y la sílice.

Los cementos de las areniscas son generalmente silíceos, calcáreos o ferruginosos. Las areniscas con cemento de sílice, tales como ópalo, calcedonia y cuarzo, son rocas muy durables. El cuarzo nuevo es depositado a lo largo de los contornos de los granos. Este agrandamiento secundario o extracrecimiento de los granos de arena se cree que es debido, al menos en parte, a un proceso descrito como *disolución por presión*. Resulta del hecho de que un grano de mineral sometido a deformación o a la presión ejercida por la capa suprayacente es más soluble que un grano no sometido a estas influencias, y de la misma composición. Consecuentemente, es posible que la presión ejercida en los contactos del grano durante las primeras etapas de la consolidación pueda ocasionar la disolución y casi inmediata redepositación de la sílice en los poros cercanos. Este proceso puede continuar hasta que la arenisca esté completamente soldada, de modo que no pueda tener lugar ya más el proceso de disolución y depositación. La sílice importada de fuentes externas puede ayudar a la cementación de la arenisca. Las aguas calentadas procedentes de sedimentos emplazados a grandes profundidades o de cuerpos ígneos, pueden contribuir a la cementación de la arenisca a medida que se mueven en ella. En resumen, el cemento es postdeposicional, y es evidencia de disolución a lo largo de los contornos de los granos y de depositación de materia mineral en los poros cercanos, o de introducción y depositación de materia mineral derivada de alguna fuente externa, o de ambas.

El cemento de carbonato puede resultar de la recristalización de la materia orgánica o del agregado y mezcla de precipitados químicos de carbonatos de grano fino. Las disoluciones portadoras de carbonatos que proceden de sedimentos calcáreos constituyen otra fuente de cemento carbonatado.

Los cementos ferruginosos son comunes en los depósitos terrestres en los que la alternación de condiciones húmedas y secas conduce a la introducción de hierro en disolución, seguida por su oxidación. Los minerales de hierro contenidos en la arena, como la magnetita y la hematita, pueden, en condiciones oxidantes, ceder su hierro para formar el cemento.

Según M. T. Heald, la mayor parte del cemento (cuarzo criptocristalino y feldespatos) de las arcosas triásicas de Connecticut y Massachusetts, se cree que es de origen ígneo porque es químicamente semejante al material introducido a lo largo de los contactos ígneos. Las arcosas cercanas a la falla de límite han sufrido considerable disolución por presión. La cantidad de sílice disuelta como resultado de la presión, parece

ser suficiente para explicar la mayor parte del cemento de cuarzo de las areniscas de Simpson y St. Peter, de edad Ordoviciana, en lugares de Oklahoma, Arkansas y Missouri. Los materiales cementantes de las areniscas feldespáticas de edad Terciaria que se encuentran en el centro y el sur de California, son cuarzo, feldespato, carbonatos y algo de matriz arcillosa primaria.

Es evidente que la consolidación de la mayoría de las calizas se verificó principalmente por la cementación de sedimentos que fueron originalmente muy porosos. Aunque la cementación de las calizas parece haber comenzado tempranamente, cuando aún se encontraban sumergidas bajo el mar, puede haber continuado lentamente por un largo período de tiempo. Posiblemente una parte importante del cemento fue suministrada por un volumen considerable de disolución desconocida a lo largo de los planos y que desarrolló muchas estructuras incipientes semejantes a la estilolita o planos de separación pizarrosos en la caliza.

La porosidad de las rocas arcillosas es reducida casi enteramente por la compactación. Generalmente parece haber poco relleno de los poros efectuado por material cementante. Las pizarras raras veces son cementadas de una manera comparable a la cementación de las areniscas.

RECRISTALIZACIÓN

El agua de los sedimentos no puede ser expulsada completamente por la compactación. Algo del agua congénita permanece como parte integral de los sedimentos asentados a profundidad, y es el medio en el cual tienen lugar muchos cambios químicos posteriores.

Parte del material original de los sedimentos es tomado en disolución durante la diagénesis o durante el sepultamiento largo y profundo. Si el material disuelto es redepositado, puede mencionarse como material "recristalizado". La recristalización es más común entre los no clásticos que entre los clásticos. El proceso de recristalización puede cambiar el tamaño original del cristal, su forma, su redondez y aun su orientación. Un alto grado de recristalización desarrolla una textura de entrelazamiento, como la que se observa comúnmente en las rocas carbonatadas.

Los mantos estilolíticos sugieren que la disolución ha ocurrido bajo presión. Las improntas e impresiones de las estructuras, oquedades y reemplazamientos originales, son indicaciones seguras de que la disolución tuvo lugar ciertamente. El proceso de *disolución diferencial* (o *disolución intraestratal*) tiende a destruir y eliminar varios minerales inestables. Es un hecho bien conocido que los sedimentos paleozoicos tienen conjuntos más sencillos de minerales pesados que las rocas más jóvenes. Pettijohn desarrolla un "orden de persistencia mineral" en el

cual el zircón, el rutilo, la turmalina y el granate son los minerales pesados más estables, y los silicatos ferromagnesianos de alta temperatura, como el olivino, la hiperstena, la diópsida y la actinolita son los menos estables. Para una exposición más amplia de la recristalización, se remite al lector al Capítulo 11.

AUTIGÉNESIS Y METASOMATISMO

Después de la depositación, muchos minerales estables pueden cristalizar de nuevo en el medio ambiente diagenético de un sedimento, y quedar así agregados al depósito original. Tales minerales son autigénicos, y al proceso se le llama *autigénesis*. Los minerales autigénicos más comunes son los carbonatos y la sílice, incluyendo el feldespato, la clorita, la illita, la sericita, el yeso y la anhidrita.

El reemplazamiento de los minerales originales por varios minerales autigénicos sin cambio de volumen, es una forma de *metasomatismo* de baja temperatura. El proceso puede ocurrir temprano en el ambiente diagenético, o en cualquier tiempo después del enterramiento del sedimento, y puede alterar marcadamente la composición y la textura de una roca sedimentaria. Por ejemplo, la dolomitización puede alterar completamente la textura de la caliza original, y destruir estructuras como las de estratificación y de fósiles. La estructura general final es masiva y toscamente cristalina. La silicificación de la caliza puede producir nódulos de pedernal y cuerpos irregulares en la caliza marina normal.

CONTROL TECTONICO DE LA SEDIMENTACION Y CICLOS GEOSINCLINALES

Las rocas sedimentarias son producto de un ambiente geológico completo que existe durante un largo período de tiempo y en una vasta extensión. Este ambiente total varía dentro de estos límites de tiempo a tiempo y de lugar a lugar. Tales ambientes compuestos comprenden muchos factores distintos. En los continentes, los factores importantes son el clima, la topografía y la vegetación. En los ambientes acuosos, comprenden la profundidad y la temperatura del agua, la salinidad, la acidez o concentración de iones de hidrógeno (pH), el potencial de oxidación-reducción (Eh), la libertad de circulación, la población orgánica y la claridad del agua. Por complejos que puedan ser estos factores al afectar a la sedimentación, son regidos todos por la actividad tectónica de la corteza terrestre.

En las áreas estables han estado obrando por largo tiempo los procesos de cambio gradual. El relieve es, en consecuencia, bajo, y el clima

es benigno y uniforme. La descomposición de las rocas por el intemperismo es completa a causa de la lenta eliminación de los fragmentos intemperizados. Cuando son separados los fragmentos o detritos, pueden ser arrastrados una distancia considerable sobre una vasta área. Los voluminosos depósitos producidos están tan extendidos que tienden a formar mantos delgados. Mientras están en tránsito a las cuencas sedimentarias, los detritos pueden ser depositados temporalmente y lavados muchas veces antes de llegar a quedar finalmente en reposo. Los sedimentos detríticos formados en las áreas estables tienden a ser concentrados de minerales relativamente indestructibles, porque sólo éstos pueden persistir al intemperismo y transporte prolongados. Los granos de arena se vuelven comúnmente bien redondeados, y los depósitos tienden a ser bien clasificados. La separación de la arena y la arcilla es completa, y los depósitos tienden a ser puros y limpios. Se sabe ahora que el alto relieve da por resultado la separación de materiales incompletamente intemperizados y que por tanto promueve la producción de arenas feldespáticas y otras arenas no maduras, y que el bajo relieve conduce a la completa destrucción del feldespato y a la formación de la arenisca cuarzosa. Presumiblemente existen diferencias similares, pero menos marcadas, en las arcillas producidas de regiones de alto y bajo relieve. En los mares tibios epicontinentales son comúnmente abundantes los organismos calcáreos y los concentrados inorgánicos, y pueden formarse láminas de caliza pura, pero extendida. El conjunto de depósitos formados en las áreas estables, en tal caso, incluye por lo general areniscas cuarzosas, pizarras arcillosas y caliza pura.

En los ambientes tectónicamente activos o inestables, en los que el diastrofismo origina la elevación del terreno, el hundimiento de cuencas y los geosinclinales, el relieve es alto y el clima es variable. Tales ambientes favorecen la erosión rápida, el transporte y la sedimentación. Los sedimentos pueden ser arrastrados sólo por una corta distancia antes de ser descargados en cuencas de depositación o áreas hundidas. El sedimento es apilado tan rápidamente que la clasificación tiende a ser deficiente. Los minerales fácilmente destructibles han persistido comúnmente. La arena y la arcilla son depositadas juntas. El material detrítico es por lo general tan considerablemente preponderante en la cuenca de sedimentación que los sedimentos químicos y orgánicos son relativamente raros. Las rocas sedimentarias características formadas en áreas tectónicamente activas abarcan toda clase de conglomerados y areniscas arcillosas, arcosas, grauwackas, junto con rocas de lodo y pizarras arenosas y fangosas. Los sedimentos compuestos de productos de expulsión volcánica, y aun las tobas y los derrames de lava interestratificados con los mantos tobáceos, son comunes.

Es evidente que la más importante fuerza impulsora que tiene una influencia directa sobre los regímenes de erosión y sedimentación, y que regula por tanto la clase de productos sedimentarios, es el tectonismo. El régimen de sedimentación depende de la disponibilidad de los sedimentos y del régimen de hundimiento, ambas funciones del tectonismo. La madurez, la trama de las facies sedimentarias y el tamaño y la forma de los cuerpos sedimentarios son regulados tectónicamente. Aunque las perturbaciones tectónicas periódicas o episódicas pueden ser locales, el equilibrio entre la disponibilidad de sedimento y el hundimiento sobre áreas más anchas puede ser alterado a causa del traspaso de materiales de la corteza durante las perturbaciones tectónicas. El reestablecimiento del equilibrio progresa en una forma ordenada, de manera que existe un cambio continuo en el carácter del sedimento con el tiempo y por consiguiente una secuencia ordenada de facies de sedimentación. A esto se le ha llamado el *ciclo geosinclinal*.

Un solo ejemplo clásico de los Alpes occidentales ilustra el control tectónico del ciclo sedimentario y geosinclinal. Los geólogos han reconocido por mucho tiempo dos diferentes agrupaciones de rocas sedimentarias, que fueron depositadas en dos ambientes distintos. A los depósitos que se acumularon en el geosinclinal marino y que precedieron al pulso principal de la orogenia alpina se les llama *facies Flysch*; a los depósitos más gruesos depositados en las tierras bajas enfrente de la cordillera alpina, durante su elevación y después de ella, se les llama *facies Molasse*. La extensión de estos dos términos a facies semejantes de otras partes del mundo, es la aceptación tácita del concepto del control tectónico de las facies de la sedimentación.

Las variedades Flysch consisten principalmente en capas alternadas de arenisca arcillosa y calcárea, pizarra fangosa oscura y caliza impura. La secuencia entera es característicamente estratificada en capas delgadas y con fósiles esparcidos, y su espesor total varía de 1,500 a 4,500 m. Las Molasse comprenden tanto los depósitos continentales como los marinos de poca profundidad, y constan en su mayor parte de arenisca conglomerática y areniscas feldespáticas a calcáreas. Las Molasse contienen también fósiles esparcidos, y su espesor total es comparable con el de las Flysch.

A causa de los ambientes sedimentarios diferentes, el carácter petrológico de los productos de una facies es radicalmente diferente del carácter de la otra, aunque la composición general de las dos sea esencialmente la misma. Si la aportación de sedimentos es restringida, aunque sea marcado el hundimiento, la cuenca no es suficientemente alimentada, y sólo puede asentarse de la suspensión una capa delgada de residuo negro pizarroso o de material fangoso. O bien, la cuenca se

convierte en el lugar de depositación química característico de un ambiente euxínico, con productos tales como pedernales, calizas silíceas y fosforitas.

Los registros sedimentarios más impresionantes son las acumulaciones geosinclinales. Aunque no todos los geosinclinales son iguales y la

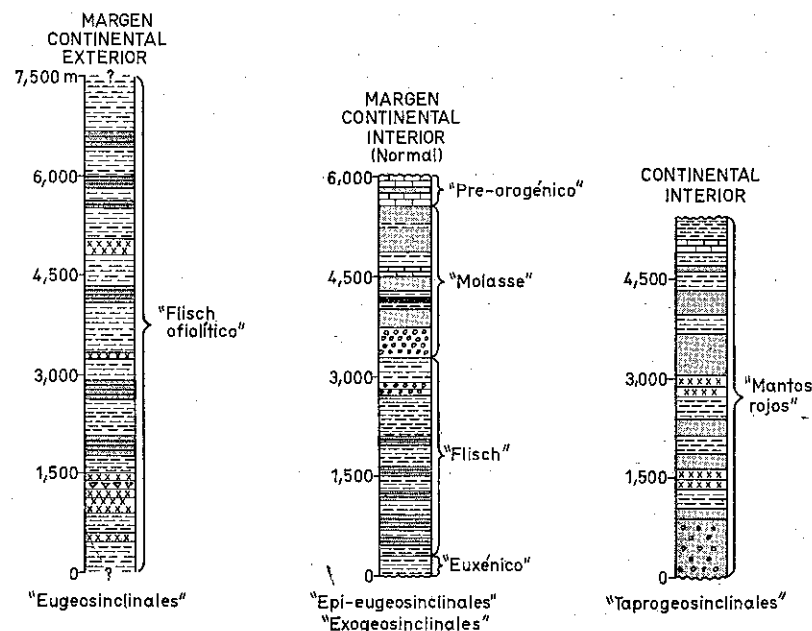


FIG. 8-17. Ciclos geosinclinales. (Según K. J. Hsu, *Am. J. Sci.*, 1958.) Según Kay, los eugeosinclinales se encuentran en cinturones de vulcanismo activo, en asociación con hundimientos relativamente rápidos. Los exogeosinclinales se encuentran dentro del margen del cratón, que es una región relativamente inmóvil de la Tierra, y comprenden los sedimentos geosinclinales gruesos que se formaron durante su hundimiento. Las depresiones de hundimiento profundo, angostas y no volcánicas son los epi-eugeosinclinales, mientras que los bloques separados por fisuras rellenas de sedimentos, de depresión profunda, y limitados por una o más fallas de ángulo considerable, son los taprogeosinclinales. (*Geol. Soc. Am., Mem.* 48, 1951.) El término "ofiolita" se refiere a un grupo de "rocas verdes", como la serpentinita, la espilita, la diabasa y el basalto, así como sus equivalentes metamorfoseados, la anfíbolita y el esquisto verde.

causa del hundimiento geosinclinal es un asunto de mucha especulación, existe lo que puede llamarse ciclo geosinclinal normal. Según Pettijohn (1957), un ciclo geosinclinal normal se caracteriza por una sucesión ordenada de cuatro diferentes tipos de sedimentos: las pizarras euxínicas oscuras, las arenas y pizarras Flysch de aguas profundas, las arenas y

pizarras Molasse de aguas someras, y las rocas clásticas y carbonatos preorogénicos (fig. 8-17).

Ya desde 1873 Dana atribuyó el hundimiento geosinclinal a la compresión debida a la contracción de la Tierra. W. Bucher, por otra parte, cree que se debe a la tensión originada por la dilatación de la Tierra. Otros investigadores recientes, como F. A. Vening Meinesz, D. T. Griggs y H. H. Hess atribuyen el hundimiento al alabeo de la corteza hacia abajo producido por corrientes de convección subcortezales. La carga sedimentaria ha sido considerada responsable del hundimiento geosinclinal por muchos, especialmente por investigadores de la costa del Golfo. Otros han relacionado el origen de los geosinclinales con la compresión producida por movimientos isobáricos de la corteza terrestre.

La última y más estimulante teoría relativa al origen de los geosinclinales es la de K. J. Hsu (1958). Este investigador cree que los geosinclinales son depresiones de la tierra creadas después de las perturbaciones tectónicas, cuando el equilibrio isostático es restaurado por el fallamiento de la corteza. Los geosinclinales son entonces simplemente regiones de corteza más delgada. Por la carga sedimentaria y por compactación de los sedimentos se produce un hundimiento geosinclinal ulterior. El espesor y la naturaleza de los sedimentos geosinclinales dependen primordialmente del espesor de las columnas de corteza que se encuentran debajo de un geosinclinal. Gruesas formaciones de sedimentos de aguas profundas se han depositado en cuencas o eugeosinclinales situados en las márgenes continentales externas en donde la corteza es delgada. Los sedimentos delgados de aguas poco profundas se acumulan en las cuencas intracratónicas (fig. 8-17). Un ciclo geosinclinal normal se caracteriza por las etapas siguientes:

1. Las depresiones de la Tierra producidas por perturbaciones tectónicas dan por resultado el hundimiento rápido de la cuenca geosinclinal a la profundidad batial. La cuenca es alimentada con sedimentos euxínicos.

2. Las depresiones de la Tierra producidas por perturbaciones tectónicas son compensadas por ajuste isostático. La sedimentación continuada inicia el fallamiento hacia abajo de la corteza terrestre por carga de sedimentos. Mientras tanto, el levantamiento regional de las montañas que rodean a la cuenca hundida da origen a condiciones favorables para la depositación por corrientes de turbidez. Rápidamente llena la cuenca una secuencia Flysch.

3. La carga del sedimento Flysch produce hundimiento rápido, y la compactación de los sedimentos subyacentes el hundimiento superficial lento al permitir la acumulación de sedimentos deltaicos y aluviales Molasse. La carga y la compactación de la Molasse en acumulación

produce un hundimiento ulterior y más sedimentación Molasse, y el equilibrio isostático es mantenido.

4. Se alcanza el límite del hundimiento isostático, y se rellena el geosinclinal. Sin embargo, la compactación lenta de los sedimentos Molasse y Flysch produce un hundimiento lento ulterior para permitir la acumulación de sedimentos en talud. Los sedimentos marinos de poca profundidad se derraman hacia afuera del geosinclinal y se extienden sobre las áreas adyacentes, formando mantos delgados o sedimentos pre-orogénicos.

La mayoría de los geosinclinales registran una historia de rellenado con sedimentos de cuencas de aguas profundas como se ha deducido. El hecho de que las Flysch marinas sean seguidas por Molasse de aguas poco profundas fue observado por primera vez en los Alpes occidentales y subsecuentemente reconocido en muchos otros geosinclinales. Los cuatro tipos diferentes de sedimentos establecidos por Pettijohn en el ciclo normal equivalen exactamente a lo que se puede predecir por la teoría de Hsu.

En resumen, la iniciación de los ciclos geosinclinales puede relacionarse con períodos de perturbaciones tectónicas locales. El ciclo geosinclinal esbozado es uno de grueso de grano creciente desde la base hacia arriba; de volumen creciente de sedimento clástico; de ocupación final de los hundimientos por derrame de la sedimentación con acortamiento resultante de la profundidad de las aguas, y de paso de condiciones reductoras marinas a no marinas, al principio reductoras o neutras, y luego oxidantes. Se impide la ocurrencia de un ciclo geosinclinal normal cuando tiene lugar un régimen rápido de sedimentación aluvial o cuando se apilan depósitos continentales gruesos en regiones de corteza delgada, como representa la serie Newark de edad Triásica en el este de los Estados Unidos.

PARTE TERCERA

LAS ROCAS METAMORFICAS

9

Naturaleza del metamorfismo

METAMORFISMO Y AGENTES METAMORFICOS

El término "metamorfismo" fue introducido por primera vez en la literatura geológica por Lyell en 1832, y se define ahora como la suma de los procesos que ocasionan el ajuste mineralógico y estructural de las rocas a los ambientes circundantes físicos y químicos que ocurren abajo de la zona del intemperismo y la cementación. Por tanto, el metamorfismo es un reflejo del equilibrio interno establecido dentro de las rocas en las condiciones geológicas prevalecientes. Todas las rocas que han sufrido tantas modificaciones que ha quedado destruida en gran parte su estructura original, o que han sufrido cambios considerables en su carácter mineralógico, se clasifican como *rocas metamórficas*. Se encuentra una variación gradual completa procedente de las rocas sedimentarias e ígneas de las cuales se derivaron.

Las tres fuerzas motivadoras del metamorfismo son el calor, la presión y los fluidos o gases químicamente activos. La temperatura aumenta al aumentar la profundidad en la Tierra. Evidentemente, a una profundidad de unos cuantos kilómetros en regiones de actividad ígnea, la temperatura es tan elevada que las rocas estables en la superficie pueden ser cambiadas considerablemente por el calor. El calor puede ser producido por fricción, cuando dos masas de roca son empujadas una sobre la otra. No se sabe si el calor generado de esta manera se prolonga lo suficiente para desempeñar un papel significativo en el metamorfismo. Las observaciones de campo indican que en muchas zonas de cizalleo intenso, como las que se encuentran a lo largo de la base de los empujes, las rocas metamórficas son de bajo grado más bien que de alto grado. Esto sugiere que la elevación de temperatura o flujo de calor es loca-

lizado y efímero. Los cambios de temperatura son generalmente más eficaces que los cambios de presión en el favorecimiento del metamorfismo. Por ejemplo, una argilita tiene probabilidades de ser afectada más profundamente por una elevación de temperatura que por un aumento de presión. En efecto, la perforación profunda que se hace en los campos petrolíferos revela que los sedimentos enterrados a profundidad considerable por un largo período de tiempo no exhiben efectos apreciables de metamorfismo.

La mejor evidencia de la presión es la carga suprayacente sobre rocas que están profundamente asentadas dentro de la corteza, a los empujes que se han verificado a un ángulo pequeño en la parte superior de la corteza terrestre. La primera representa la presión hidrostática, mientras que la segunda indica una presión dirigida o esfuerzo de corte o cizalleo.

El *esfuerzo cortante* o *presión diferencial*, que obra en una dirección particular, es uno de los factores más poderosos que influyen en la trama de las rocas metamórficas. Sus efectos varían desde el cambio de forma y orientación de los minerales, fracturas mecánicas, hasta los plegamientos secundarios complejos. El esfuerzo hace descender los puntos de fusión de los minerales y aumentar su solubilidad. Por tanto, es un factor importante para promover la recrystalización. La figura 9-1 demuestra el *principio de Riecke*, que establece que la disolución tiene lugar en los puntos de máxima presión dentro de un cristal, con la precipitación concurrente en el área de mínima presión. Esto tiene una importante relación con el origen de las tramas foliadas de las rocas metamórficas.

La *presión de confinamiento* o *presión hidrostática*, que obra igualmente en todas direcciones, es determinada principalmente por la profundidad. Conduce a cambio de volumen y da por resultado la formación de trama granular. La presión tiende a favorecer el desarrollo de minerales más densos y más anhidros en las rocas metamórficas. Así, el silicato de aluminio producido por metamorfismo a gran profundidad es la cianita; la misma sustancia desarrollada por metamorfismo en los contactos ígneos a profundidades moderadas es la andalucita, que es menos densa. Los minerales de las rocas metamórficas de alto grado, como la *hiperstena* y la *omfacita*, se desarrollan característicamente a gran profundidad. En general, las rocas metamórficas procedentes de las zonas más profundas de metamorfismo son más densas que las desarrolladas a niveles elevados de la corteza.

Los fluidos y gases químicamente activos que se percolan a través de la red intergranular de una roca desempeñan un papel importante en el metamorfismo. El agua es el fluido activo principal, ayudada por el

bióxido de carbono, los ácidos bórico, clorhídrico y fluorhídrico, y otras emanaciones de los plutones magmáticos. Actúan como catalizadores o disolventes, y facilitan la reacción química y el ajuste mecánico.

Las fuentes principales de agua que contribuyen a los procesos metamórficos son: 1) el agua meteórica o congénita que se encuentra en los poros de los sedimentos; 2) el agua combinada en los minerales hidratados, y 3) el agua juvenil que se eleva de un cuerpo ígneo. Como se describió en el Capítulo 8, un sedimento, al ser depositado por primera vez, puede tener una porosidad hasta de 50 por ciento, o más, ha-

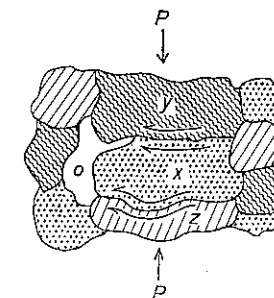


FIG. 9-1. Ilustración del principio de Riecke. Las flechas indican la migración del material disuelto a lo largo de los contactos entre *x* y *y* y entre *x* y *z*. El material se difunde a lo largo de las flechas y se consolida de nuevo en el espacio abierto *o*.

biendo algunas arcillas que se aproximan hasta al 80 por ciento de porosidad. Numerosos estudios han demostrado que la porosidad disminuye rápidamente con la profundidad de enterramiento (fig. 8-15, pág. 386). El agua de los poros es expelida principalmente hacia arriba como resultado de una pérdida de porosidad por compactación. En los sedimentos deformados, la reducción de porosidad es muy grande. A 3,000 m, por ejemplo, un sedimento arcilloso puede tener alrededor de 5 a 8 por ciento de porosidad. Si todos los poros estuvieran llenos de agua, esto representaría una cantidad de 2 a 4 por ciento de agua. Pettijohn da un contenido de agua de 5 por ciento para la pizarra promedio, 1.6 por ciento para la arenisca, 0.8 por ciento para la caliza y 3.2 por ciento para el sedimento. A esta lista puede agregarse la estimación de Clark: aproximadamente 2 por ciento para la grauwacka, 0.7 por ciento para los pedernales, 5 a 9 por ciento para los lodos marinos recientes. La mayoría de las rocas ígneas comunes contienen un promedio de casi 1 a 2 por ciento de agua. Así, un valor de 2 a 3 por ciento para la roca promedio que sufre metamorfismo, probablemente no fuera excesivo.

La cantidad de agua contenida en un sedimento de tipo arcilloso y de otros minerales, es de mayor interés que el agua de los poros. Yoder

cree que los minerales hidratados que se encuentran comúnmente en los sedimentos arcillosos, formando la mayor parte o el grueso de una secuencia ordinaria de sedimentos, contienen alrededor de 14 por ciento de agua, en peso. Esta agua no se pierde por compactación, sino que permanece en la roca hasta temperaturas que se encuentran dentro del intervalo metamórfico.

El agua y otras sustancias volátiles pueden ser traspasadas de un cuerpo ígneo a las rocas circundantes. Esta es una *agua juvenil*. R. W. Goranson ha encontrado que un magma de granito disuelve hasta 10 por ciento de agua. J. Gilluly ha estudiado el contenido de agua de los magmas y ha llegado a la conclusión de que el magma de granito promedio contiene alrededor de 8 por ciento de agua, y que los magmas máficos contienen 4 por ciento. Ciertamente que si los magmas de granito contuvieran, en general, de 8 a 10 por ciento de agua, su contribución al metamorfismo sería enorme: el agua expulsada de 1 m³ de granito sería suficiente para transformar 10 m³ de basalto anhidro en anfibolita.¹

Tanto el metamorfismo de baja temperatura como la diagénesis sedimentaria pueden producir minerales tales como zeolitas, sílice, carbonatos, feldespatos autigénicos y turmalina, y pueden recrystalizar las arcillas a illitas, micas y cloritas. Por esta razón no es fácil establecer un lindero definido entre el metamorfismo de bajo grado y la diagénesis sedimentaria. Probablemente la recrystalización completa de los minerales arcillosos en los sedimentos pelíticos es el lindero inferior más lógico para los procesos metamórficos. Por otra parte, el metamorfismo en condiciones extremas de temperatura y presión, a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre, pasa en forma gradual a fusión o anatexis. Aquí, el metamorfismo, el magmatismo y la migmatización pueden pasar en forma gradual de uno al otro, y producirse uno al lado de otro.

La práctica ordinaria excluye del campo del metamorfismo fenómenos que ocurren cerca de la superficie, tales como el intemperismo químico y la diagénesis sedimentaria. La alteración hidrotermal de las masas ígneas en enfriamiento, como la espilitización de los basaltos, la uralitización y la prehnitización de los gabros, y la serpentinitización de las peridotitas, son también excluidas aquí, aunque bien pudieran tratarse bajo el autometamorfismo (pág. 182) como una fase especial del metamorfismo.

El metamorfismo en el que interviene una agregación de sustancia o una eliminación de materiales, como en la sericitización, la esteatitización, la serpentinitización, la escapolitización y el desarrollo de *skarns* (ganga formada por silicatos complejos), es común, y al proceso se le

¹ *Geol. Soc. Am., Mem.* 73, págs. 189-190, 1958.

llama generalmente "metasomatismo". Algunos autores han distinguido el *metamorfismo normal* del *metamorfismo metasomático*. El primero va acompañado solamente por un ligero cambio de la composición general de la roca, mientras que el segundo comprende notables cambios en la composición. Sin el análisis químico y el extenso trabajo de campo, es difícil distinguir la diferencia entre los dos fenómenos metamórficos. Es probable, sin embargo, que la mayoría del metamorfismo vaya acompañado de un cierto grado de metasomatismo. El metasomatismo está restringido generalmente a agregaciones de material procedente de una fuente externa, como la introducción de Si, Sn, Li, Cl, F, B y S. Pero también ha sido usado el término para el traspaso de material contenido dentro del mismo cuerpo de roca. Existe un gran número de áreas mineralizadas que están acompañadas de efectos metasomáticos del tipo que se acaba de mencionar, así como de otros, tales como silicificación, caolinización o argilitización y dolomitización. Sin embargo, con el fin de mantener el estudio del metamorfismo a un nivel elemental, no se tratará más sobre el metasomatismo.

TIPOS DE METAMORFISMO

Se han hecho muchos intentos para clasificar y definir las diferentes clases de metamorfismo que dan origen a las rocas metamórficas. Aunque en la actualidad se comprenden con más precisión los procesos y las condiciones del metamorfismo que a principios de siglo, ciertos conceptos fundamentales como la importancia relativa del calor, la presión y el esfuerzo, como factores favorecedores de las transformaciones metamórficas, han estado sujetos a cambios en las últimas décadas. Sin embargo, todo el metamorfismo de las rocas puede definirse como respuestas mineralógicas y estructurales a los cambios de temperatura, presión y ambiente químico, sin pasar por un estado fluido. Generalmente, los procesos que intervienen dan origen a la recrystalización del material de la roca madre, pero también deben incluirse la trituración o desquebrajamiento simple y el aplanamiento de los granos minerales que tienen lugar dentro de las masas de roca. Comúnmente, en cualquier caso dado de metamorfismo deben intervenir uno o más agentes metamórficos elementales. Aunque es deseable establecer una clasificación genética de las clases reconocibles de metamorfismo, tal clasificación estará expuesta a modificación futura, a medida que nuestro conocimiento de los procesos fisicoquímicos y geológicos reguladores concernientes vaya siendo más extenso. Por conveniencia para la descripción de los tipos de metamorfismo, se ha basado el esquema siguiente en el agente metamórfico predominante:

PREDOMINANTEMENTE ENERGÍA TÉRMICA

No existe metamorfismo alguno en las rocas sin intervención de calor o energía térmica. Se puede utilizar la expresión "metamorfismo térmico" para todos los tipos de transformación en los que el calor es el factor predominante. El *pirometamorfismo* comprende los cambios locales intensos que tienen lugar a temperatura muy elevada, y que afectan a los xenolitos ahogados en lava basáltica o a los contactos inmediatos de los plutones ígneos con las rocas regionales. El *metamorfismo de contacto* tiene lugar en aureolas que rodean a las rocas intrusivas a temperatura más baja en comparación con el pirometamorfismo. La reacción química es facilitada por la percolación de fluidos y gases emanados de una masa ígnea, y la reconstitución de la roca no es típicamente influida o acompañada por una deformación. El término "autometamorfismo", como ya se mencionó, se aplica al ajuste químico de un agrupamiento ígneo a la temperatura descendente a medida que se enfría la masa ígnea. En donde las disoluciones residuales son activas, el metasomatismo puede desempeñar un papel importante en el autometamorfismo, como sucede en la uralitización del gabro, en la serpentinización de la peridotita, etc.

Hasta aquí, en todos los tipos de metamorfismo acabados de mencionar, el calor domina el proceso. Sin embargo, el factor presión es evidente en el apilamiento de la roca regional hacia un lado y en la dilatación de volumen debida a la intrusión ígnea. Las emanaciones gaseosas y líquidas procedentes del magma aceleran el cambio metamórfico y el transporte de mineral.

En el metamorfismo de contacto normal, poco o ningún cambio ocurre en la composición del grueso o masa de la roca, pero en algunos casos, la emanación magmática que llega a la roca regional o la separación de material de la misma son tan evidentes, que su composición se ve considerablemente alterada. Cuando la introducción o la eliminación del material tiene lugar por medio de vapores y gases, se le llama *metamorfismo neumatolítico*; cuando se verifica por medio de una disolución acuosa o hidrotermal, es *metamorfismo hidrotermal*; y finalmente, cuando se verifica por medio de material cuarzo-feldespático líquido, se dice que se trata de *metamorfismo por inyección*.

En el metamorfismo neumatolítico, los principales gases magmáticos con actividad química potente son el boro, el flúor y el cloro. Ya se han descrito los tipos comunes de neumatolisis asociados con las intrusiones graníticas, como la turmalinización y la greisenización. La producción de escapolitas en las calizas se debe a la acción neumatolítica

de los cloruros. El metamorfismo hidrotermal es localizado por fracturas en las rocas más bien que por invasión magmática, como en el metamorfismo de contacto. Cuando circulan disoluciones acuosas por las fracturas, la mayoría de las rocas muestran una alteración característica. Las rocas de los respaldos en muchas áreas mineralizadas así han sido alteradas, y la prominencia dada aquí a esta forma secundaria del metamorfismo se debe al hecho de que una gran proporción de los labrados de mina siguen filones mineralizados y no encuentran otras rocas que las alteradas hidrotermalmente. El metamorfismo por inyección puede relacionarse con el desarrollo migmatítico, en zonas cercanas a contactos intrusivos de asentamiento profundo. Este pasa a la fase metamórfica en la cual el magma fluido es inyectado a lo largo de los planos de exfoliación de las rocas afectadas. Pueden formarse rocas con inyección *lit-par-lit* (interfoliácea) y rocas idénticas a los gneis de inyección, por movilización de magma granítico líquido de generación reciente, producido por anatexis o fusión diferencial de la roca madre. En este caso, la temperatura y la presión pueden ser de gran importancia.

PREDOMINANTEMENTE ESFUERZO CORTANTE

La presión o el esfuerzo cortante dirigidos obran en las partes superiores de la corteza terrestre, especialmente en los cinturones orogénicos. La poderosa presión dirigida tangencialmente es manifestada por fallas de ángulo pequeño y sobreempujes. Rasgos tales como la granulación, la estructura de corriente, la deformación, la ruptura de los granos de mineral y el crucero pizarroso, se desarrollan por esfuerzos orogénicos o de otra clase. El metamorfismo debido a la acción dominante del potente esfuerzo cortante se le llama *metamorfismo cataclástico o cinético*.

En cooperación con el calor, el esfuerzo orogénico es un factor importante en el metamorfismo. Con poco o nada de calor, el esfuerzo cortante intenso produce trituración interna, granulación y molienda de una masa de roca, y es responsable por el desarrollo de estructuras veteadas, en mortero y fajeadas. Los granos individuales de mineral son triturados, dando origen a la *brecha triturada* o *conglomerado triturado*. A lo largo del piso de un sobreempuje puede desarrollarse calor de fricción tan intenso como para fundir las partículas minerales, produciendo rocas tales como la *seudotaquilita*.

PRESIÓN Y ENERGÍA TÉRMICA COMBINADAS

La acción combinada de la presión y la energía térmica proporciona condiciones óptimas para la recristalización mineral más o menos com-

pleta y para el desarrollo de nuevas estructuras (tramas) metamórficas. El efecto de los agentes metamórficos combinados en condiciones reguladoras complejas en los niveles más bajos de la corteza terrestre, es de largo alcance. Sin embargo, el carácter específico de los agentes del metamorfismo es, con frecuencia, un asunto de especulación. Puede reconocerse, por ejemplo, que el extenso desarrollo de los esquistos cristalinos es el producto de la reconstitución química regulada por la temperatura, combinada con la deformación. Pero mientras permanezca incierto el que el calor comprendido sea de origen mecánico, geotérmico o magmático, y el que la deformación sea el resultado de un potente esfuerzo dirigido o de presión hidrostática, es mejor utilizar un término puramente descriptivo como metamorfismo "regional" (véase el Cap. 11). En un amplio sentido, esta clase de metamorfismo puede incluir la mayoría de los casos de *metamorfismo dinamotérmico*, de *dislocación*, de *carga*, *metamorfismo geotérmico* y *metamorfismo plutónico*. Todos estos términos descriptivos se explican por sí mismos y pueden considerarse como variaciones locales del metamorfismo regional, porque el metamorfismo que tiene lugar sobre grandes áreas bajo la influencia combinada de presión de confinamiento variable, esfuerzo cortante poderoso y temperatura elevada, puede muy bien variar por un amplio intervalo de intensidad, con productos de gran diversidad de rocas metamórficas.

El *metamorfismo geotérmico* es regulado por una temperatura elevada, dependiendo la intensidad del metamorfismo de la profundidad de enterramiento. La expresión es casi sinónima del metamorfismo de carga, pero en este último, el agente metamórfico es la presión acompañante más bien que la temperatura resultante del enterramiento profundo. También existe la posibilidad alternada de que un agrupamiento que sea inicialmente de alta temperatura sea metamorfoseado en respuesta a temperaturas más bajas. En donde el agrupamiento original era metamórfico, este proceso se le llama *metamorfismo retrogresivo*.

El *metamorfismo plutónico* es un metamorfismo regional de asentamiento profundo a temperaturas y presiones hidrostáticas elevadas. Como es de esperar en un ambiente plutónico, el metamorfismo va acompañado frecuentemente por intrusión batolítica con infiltración, fenómenos de inyección y metasomatismo. Aquí, el metamorfismo, el magmatismo y la migmatización cambian gradualmente de uno a otro. En algunas áreas, las rocas pueden estar mezcladas de tal manera que colectivamente reciben el nombre de roca mezclada o *migmatita*. Además, el metamorfismo en condiciones extremas de temperatura y presión, pasa gradualmente, a gran profundidad, a anatexis, por medio de la cual se genera una fase líquida semejante al magma. Tal fusión produce magma

ígneo y no debe clasificarse como metamorfismo, sino más bien como *ultrametamorfismo*.

La reconstitución profunda estructural y mineralógica de las rocas sobre grandes áreas, motivada por movimientos orogénicos de la corteza, caracteriza al metamorfismo regional. Aunque el esfuerzo es el factor principal que determina la estructura de las rocas que han sufrido metamorfismo de este tipo, el agrupamiento mineral es más influido por la temperatura que por cualquier otro agente metamórfico. Es la temperatura la que determina si un sedimento arcilloso cristaliza como esquistos de sericita-clorita-cuarzo o como roca gnéica compuesta de granate, biotita, sillimanita, feldespato y cuarzo durante el proceso del metamorfismo regional. Para enfatizar la influencia de la temperatura en relación con el esfuerzo deformativo que obra durante el metamorfismo, Daly empleó, en 1917, la expresión metamorfismo "dinamotérmico". Sin embargo, como fue señalado por Turner, si se intenta ir más allá y precisar el origen de la energía térmica que acarrea el metamorfismo, nuestro concepto de la naturaleza del metamorfismo dinamotérmico se vuelve correspondientemente menos exacto. Las fuentes del calor esenciales a las reacciones químicas del proceso del metamorfismo regional son: 1) intrusiones de magma de emplazamiento profundo que con frecuencia no están expuestas en la superficie; 2) elevación normal de temperatura, de naturaleza geotérmica, a profundidades crecientes; 3) generación mecánica de calor durante la deformación, por movimientos orogénicos de la corteza.

Los términos anteriores relativos a los tipos de metamorfismo están bien establecidos y denotan una relación genética entre las clases de metamorfismo y los procesos geológicos reguladores. La mayoría de las asociaciones de las rocas metamórficas pueden ahora clasificarse como productos de uno de los tipos de metamorfismo citados arriba; sin embargo, existen tres fenómenos naturales en la petrología metamórfica que son dignos de atención.

Primero, existe una transición completa entre algunos de los tipos metamórficos así descritos. Por ejemplo, en el metamorfismo de contacto pueden ocurrir todos los tipos de metamorfismo, como el pirometamórfico, el neumatolítico, el metamorfismo normal y el metamorfismo metasomático, aunque cualquiera de ellos puede dominar a los otros, los cuales son, en comparación, insignificantes. Además, en el metamorfismo regional, en el de carga, en el geotérmico, en el retrogresivo, en el de dislocación, en el cataclástico o cinético y en el plutónico, todos pueden desempeñar algún papel sobre áreas grandes, en diferente intensidad. Es natural que el metamorfismo regional pueda pasar a metamorfismo de carga o a metamorfismo plutónico a gran profundidad dentro

de la corteza o en las zonas más profundas de las cadenas de plegamientos montañosos y que pueda volverse metamorfismo cataclástico a niveles elevados o en las zonas marginales de poca profundidad.

Segundo, la intensidad del metamorfismo depende del vigor de los agentes metamórficos. Cuando el efecto de los agentes metamórficos es débil, el metamorfismo puede dejar de ser claro. Por tanto, es común encontrar que las rocas metamórficas pasan imperceptiblemente a rocas esencialmente no metamorfoseadas. En los terrenos metamórficos se encuentran rocas que exhiben diferentes grados de metamorfismo. Los diferentes grados de metamorfismo son frecuentemente bien demostrados por aureolas de contacto que circundan a los plutones ígneos. Todo esto puede describirse como *metamorfismo progresivo*, expresión que indica que el grado de metamorfismo está cambiando progresivamente de intensidad más baja a intensidad más alta. Este problema se continuará describiendo en la sección que sigue.

Tercero, las rocas pueden haber sufrido un ajuste metamórfico en más de un episodio; a esto se le menciona comúnmente como *polimetamorfismo*. En algunos casos, el polimetamorfismo tiene lugar durante la deformación producida por el movimiento orogénico en condiciones de metamorfismo dinámico, seguido subsecuentemente por intrusiones graníticas que motivan metamorfismo de contacto. Cada episodio es regido por condiciones físicas y químicas distintas. Como resultado, la roca metamórfica está compuesta por una mezcla de dos agrupamientos minerales diversos. Por ejemplo, en el esquisto micáceo pelítico polimetamórfico, es común encontrar un agrupamiento mineral tal como de granate y estaurolita asociado con otro como de andalucita y cordierita. El primero se desarrolla típicamente en condiciones de esfuerzo, mientras que el segundo se produce en condiciones estáticas. Por el grado de alteración metasomática y de deformación exhibidos por la andalucita y la cordierita, es posible determinar si estos minerales pertenecen a un episodio de metamorfismo de contacto que precedió o a uno que siguió a la fase dinámica del metamorfismo responsable por el granate y la estaurolita. Otro caso de polimetamorfismo se presenta por el ajuste mineralógico de los esquistos pelíticos de alto grado a temperatura descendente, bajo la influencia catalítica de disoluciones de percolación, dando origen al *metamorfismo retrogresivo*. Por ejemplo, el granate de los esquistos pelíticos regionalmente metamorfoseados, formados a temperatura elevada, se convierte en clorita estable a temperatura más baja. De modo parecido, la hornblenda es convertida retrogresivamente en un agregado de clorita y epidota, la plagioclasa en albita y clinozoisita, la sillimanita en muscovita y la estaurolita en cloritoide. La filonita es una roca metamórfica que se origina por la

deformación, a baja temperatura, de otra roca previamente metamorfoseada a temperatura elevada. Las rocas metamórficas de alto grado, como las granulitas, las eclogitas y la charnockita, que están compuestas característicamente por agrupamientos de minerales anhidros y fueron formadas en condiciones extremas de temperatura y presión y a gran profundidad, son particularmente susceptibles de metamorfismo retrogresivo en presencia de fluidos de poros a temperaturas más bajas.

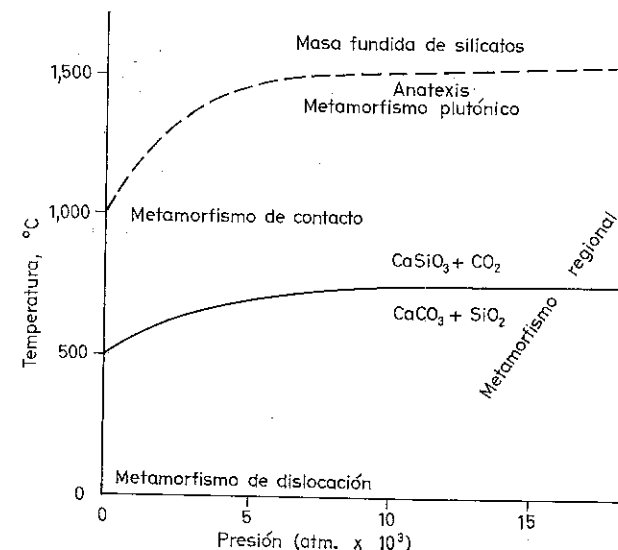


FIG. 9-2. Diagrama de las condiciones de temperatura y presión señalando el campo de los diversos tipos de metamorfismo, y los campos de estabilidad de la calcita más sílice, y de la wollastonita.

Las condiciones de temperatura y presión características de algunos de los tipos principales de metamorfismo pueden ser indicadas aproximadamente como en la figura 9-2. La reacción reversible de los minerales, indicada por la ecuación siguiente



tiene lugar a un régimen que puede medirse cuando se alcanza una temperatura de iniciación. El incremento de la temperatura hace que la reacción tenga lugar de izquierda a derecha. Los efectos de la presión tienden a contrarrestar los efectos de la temperatura; en consecuencia, aumentando la presión la reacción se invierte. El cuarzo y la calcita

pueden coexistir abajo de la curva de reacción indicada por la línea llena, pero se unen para formar wollastonita en condiciones de temperatura y presión situadas arriba de la curva de reacción. El régimen o rapidez de la reacción aumenta rápidamente con la temperatura, como lo indica la curva, la cual se aplanan y se vuelve paralela al sentido de la presión. Aun a una presión muy elevada, se formará la wollastonita a menos de 1,000° C. La presencia de la wollastonita en las rocas calcáreas metamorfoseadas establecería un termómetro geológico, excepto que otros factores diferentes de la temperatura, como los disolventes o catalizadores, produzcan la reacción a una temperatura inferior a aquella a la cual reaccionan los elementos constitutivos por sí mismos.

ZONAS, GRADOS Y FACIES DE METAMORFISMO

CONCEPTO DE BECKE-GRUBENMANN SOBRE LAS ZONAS DE PROFUNDIDAD

Como las condiciones de temperatura y presión que rigen el metamorfismo están sujetas a variación al aumentar la profundidad abajo de la superficie de la tierra, es de esperar la influencia de la profundidad en las condiciones del metamorfismo.

La clasificación de Grubenmann (1904) de las rocas metamórficas, adoptada en sus puntos esenciales por Niggli (1924), descansa en la composición química y en la profundidad del metamorfismo. Las tres zonas de profundidad que se describen aquí brevemente, están en acuerdo general con las descritas en el Capítulo 4 en relación con el emplazamiento del granito. La zona superior o *epizona* se caracteriza por sus condiciones de esfuerzo cortante intenso y baja temperatura en general. La zona intermedia o *mesozona* se define como un ambiente en el que prevalecen una temperatura considerable y una presión dirigida pronunciada. La zona inferior o *catazona* se caracteriza por sus elevadas temperaturas y presiones, pero con frecuencia carece de deformación. La tabla 9-1 indica los aspectos característicos de las zonas de profundidad del metamorfismo.

Debe hacerse notar que en el esquema original de Grubenmann no existe lugar para los productos del metamorfismo de contacto. Con el fin de remediar esto, Niggli extiende la catazona hasta abarcar la zona más interna de las aureolas de contacto, del metasomatismo neumatólico y del metamorfismo de inyección, sin tomar en cuenta la profundidad real. Del mismo modo, los productos del metamorfismo de contacto de baja temperatura cercanos al límite exterior de una aureola, y las rocas que han sido afectadas por metasomatismo de baja temperatura, están comprendidas entre las rocas de la epizona. Así enmendada

TABLA 9-1
ASPECTOS CARACTERÍSTICOS DE LAS ZONAS DE PROFUNDIDAD DEL METAMORFISMO

Zona	Temperatura	Condición de presión dominante	Minerales típicos formados	Tipos de roca formados	Tipos de metamorfismo
Epizona	Menos de 300° C.	Fuerte esfuerzo cortante, baja presión hidrostática	Sericita, clorita, cloritoide, talco, estilpnomelana, antigorita, <u>brucita</u> , <u>actinolita</u> , <u>epidota</u> , <u>zoisita</u> , albita, glaucófana, granate de magnesio, <u>calcita</u> , dolomita, magnetita	Pizarra (slate), esquistos de clorita y mica	Cinético
Mesozona	300-500° C.	Moderado esfuerzo cortante y presión hidrostática: profundidad intermedia	Biotita, muscovita, estaurolita, cianita, antofolita, <u>epidota</u> , <u>zoisita</u> , plagioclasa sódica, hornblenda común, hornblenda alcaica, cummingtonita, grunerita, <u>actinolita</u> , <u>almandina</u> , <u>calcita</u> , <u>brucita</u> Asociación de minerales de la epizona con algunos minerales de la catazona	Esquistos, esquistos de biotita y hornblenda, esquistos de granate	Regional
Catazona	500-700° C.	Fuerte presión hidrostática, condición de emplazamiento profundo en la corteza	Biotita, feldespato de potasio, sillimanita, andalucita, enstatita-hiperstena, olivino, diópsida, hedenbergita, omfacita, hornblenda común, hornblenda alcaica, egirina-augita, jadeita, cordierita, granates (<u>almandina</u> , <u>grossularita</u> , <u>andradita</u>), plagioclasa cálcica, idocrasa, escapolita, humitas, monticelita, <u>calcita</u> , <u>brucita</u>	Gneis, eclogitas, granulitas, anfibolitas, Esquistos de alto grado	Metamorfismo de emplazamiento profundo asociado con intrusiones ígneas

la clasificación, las tres zonas ya no se definen tanto por profundidad como por las condiciones prevalecientes de temperatura y presión. Sin embargo, a pesar de las objeciones que se hacen respecto a la vaguedad de los límites y de las características, el concepto de las zonas de profundidad ha permanecido en uso general.

ZONAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO PROGRESIVO

En las aureolas de contacto es posible la distribución zonal concéntrica de metamorfismo progresivo marcada por caracteres mineralógicos o estructurales diversos. Como se ha dicho antes, los agrupamientos minerales de la zona más interior de la aureola corresponden toscamente

a los productos de la catazona o de la mesozona, mientras que los de la zona más exterior exhiben semejanzas a minerales formados en condiciones de la epizona. Los minerales desarrollados en estas zonas parecen ser determinados esencialmente por la temperatura y la composición química de conjunto. La granularidad, la porosidad y la disponibilidad de fluidos químicamente activos emanados de las intrusiones, son factores que ayudan a determinar el grado de respuesta metamórfica y el ancho de la aureola. En cualquiera aureola, la distribución y extensión de la disposición zonal de metamorfismo de contacto progresivo depende en gran parte de las diferencias de composición y estructura de las rocas iniciales. Las rocas carbonatadas son particularmente susceptibles al metamorfismo térmico, mientras que las rocas sedimentarias cuarzosas y feldespáticas son simplemente recrystalizadas en agregados entrelazados de aquellos minerales con destrucción de sus caracteres clásticos, que han quedado borrados. Una roca porosa es más favorable al metamorfismo que una roca densa y compacta. Los factores relacionados con el metamorfismo de contacto serán estudiados en el Capítulo 11.

La pizarra (slate) de Aberfoyle es un ejemplo de metamorfismo de contacto progresivo en la aureola del complejo de diorita de la altiplanicie de Perthshire. Se reconocen tres zonas dentro de la aureola: 1) la zona más interna de hornfelses (roca córnea) de cordierita en la cual ha tenido lugar una reconstitución completamente química; 2) la zona de biotita, y 3) la zona más exterior de pizarras manchadas en la que la muscovita y la clorita son notablemente más ricas en la matriz circundante, y muestran la única señal del metamorfismo de contacto. Sólo se reconocen dos zonas en el metamorfismo progresivo de contacto del piso pelítico del complejo Bushveld, de Africa del Sur. En la zona interior de la aureola Bushveld, el hornfels de cordierita es la roca principal, con minerales tales como andalucita, granate y sillimanita. La presencia de la sillimanita indica una temperatura de metamorfismo mayor que la alcanzada en las tierras altas de Perthshire. En la zona exterior, los sedimentos arcillosos han sido convertidos en pizarras (slates) de chistolita.

El reconocimiento de las zonas del metamorfismo de contacto no está, ni con mucho, restringido a las rocas pelíticas. En Crestmore, California, C. W. Burnham ha reconocido tres distribuciones zonales, bien definidas, de los agrupamientos minerales, según los ha podido seguir en la aureola de contacto de la caliza magnesiana que rodea al intrusivo porfirítico de monzonita de cuarzo: 1) una zona interna de granate que está compuesta de grosularita y pequeñas cantidades de wollastonita y diópsida; 2) una zona caracterizada por la idocrasa, y 3) una zona

exterior en la cual la monticellita es el mineral más abundante, pero en la que hay diversas cantidades de silicatos cálcicos y otros minerales (fig. 9-3).

Los efectos de contacto adyacentes a los cuerpos intrusivos de granito y gabro de Minnesota han sido estudiados por Grout. Las pizarras (slates) pelíticas están convertidas en esquistos de biotita químicamente

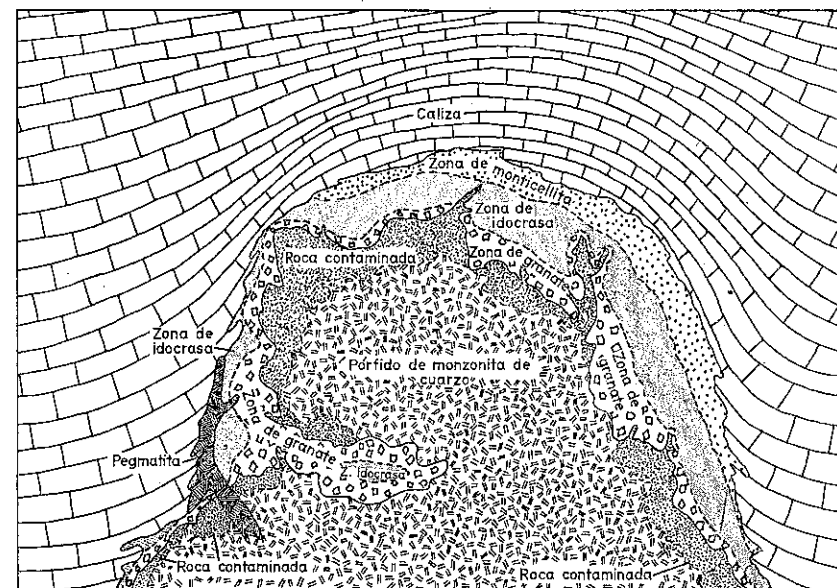


FIG. 9-3. Sección transversal ideal, norte-sur, a través de una intrusión de monzonita de cuarzo porfirítica en Crestmore, condado de Riverside, California. Las aureolas de las rocas metamórficas de contacto, hasta de 15 m de espesor, están formadas por tres zonas de agrupamientos minerales. (Según C. W. Burnham, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959.)

idénticos desde los contactos visibles con las intrusiones de granito. No existen zonas regulares o de metamorfismo progresivo basadas en la composición mineralógica. En contraste, en donde las pizarras (slates) han sido metamorfoseadas por el gabro Duluth, se reconocen tres zonas: 1) una zona interior de hornfelses que constan de cuarzo, labradorita, diópsida, hiperstena y cordierita; 2) una zona de transición; 3) la zona situada más al exterior, que consiste en rocas manchadas con porfiroblastos irregulares de cordierita. En general, los esquistos más bien que los hornfelses deben de ser los productos normales del metamorfismo de contacto en las aureolas del granito, mientras que el hornfels es la

roca característica de las zonas de contacto adyacentes a las intrusiones de gabro.

ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO

Ya en 1893, G. Barrow preparó los mapas de una serie de zonas de metamorfismo regional progresivo sobre los esquistos Dalriadan, de Escocia. Basó las zonas en las transformaciones mineralógicas ocurridas a los derivados de los sedimentos pelíticos o arcillosos y las relacionó de una manera general con el aumento de la temperatura y de la presión. Esta fue una contribución de lo más importante para el concepto sobre la evolución del metamorfismo regional, y las rocas de la altiplanicie escocesa han sido subsecuentemente el tema de una investigación muy intensa.

Las rocas de la Dalriada de Escocia son sedimentos geosinclinales regionalmente metamorfoseados y rocas piroclásticas asociadas. La variación mineralógica de los miembros pelíticos está correlacionada con la variación de temperatura en el tiempo del metamorfismo. Sobre esta base, un cambio gradual en el grado de metamorfismo corresponde a un cambio de la temperatura, de modo que las líneas de igual grado (isogradas) trazadas sobre un mapa se interpretan también como *isotermas*. Cada zona de metamorfismo progresivo es definida por un mineral indicador, cuya primera aparición marca el límite de la zona. La secuencia de los minerales indicadores, en el orden de su grado metamórfico creciente, es clorita, biotita café, almandina, estaurolita, cianita y sillimanita. La serie completa de las zonas metamórficas mapeadas por Barrow, Tilley y otros, se ha desarrollado bajo la influencia de la temperatura determinada en gran parte en una zona cualquiera por la profundidad de enterramiento y modificada en los niveles profundos por la proximidad a masas de magma granítico inyectado.

Se han mapeado las zonas del metamorfismo regional progresivo en muchas partes del mundo para otras rocas además de las rocas sedimentarias pelíticas, señaladamente para las derivadas de la grauwacka, para las rocas ígneas máficas y para la arenisca calcárea. La correlación de las zonas con las isogradas de los esquistos pelíticos es presentada en la tabla 9-2.

Se ve que la secuencia establecida para la altiplanicie de Escocia ha sido confirmada generalmente, aunque puede haber alejamientos secundarios debidos a peculiaridades locales en la composición de la roca o en las condiciones metamórficas. Así, en la región Sulitjelma, de Noruega, la oligoclasa es el mineral indicador típico para el más alto grado de metamorfismo, en vez de la cianita y la estaurolita. En el dis-

TABLA 9-2
CORRELACIÓN DE LAS ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL
(Designadas por la primera aparición de los minerales indicadores)

Roca madre	Sedimentos pelíticos		Sedimentos pelíticos un tanto feldespáticos	Grauwasckas	Rocas ígneas básicas	Areniscas calcáreas
Ejemplo	Escocia: esquistos Dalriadan	New Hampshire: esquistos ordovicianos y silurianos	Noruega: Región de Sulitjelma	Nueva Zelanda: esquistos de Otago y Westland	Escocia: epidoritas Dalriadan	Escocia: granulitas de silicato de calcio de la serie Moine
Referencias	Barrow 1893, 1912	Billings 1937	Vogt 1927	Turner 1938	Wiseman 1934	Kennedy 1949
Minerales indicadores de las zonas	Clorita	Clorita	Clorita (albita)	Clorita (albita, estilpnomelana)	Clorita (actinolita, albita)	Clorita y albita
	Biotita		Biotita	Biotita		
	Almandina	Almandina (biotita, cianita, estaurolita)	Almandina		Almandina (hornblenda)	Almandina (zoisita, biotita)
	Cianita (estaurolita)		Oligoclasa	Oligoclasa		Hornblenda
	Sillimanita	Sillimanita			Oligoclasa a labradorita	Bytownita
						Augita

FUENTE: F. J. Turner y J. Verhoogen, "Igneous and Metamorphic Petrology", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1960.

trito Littleton-Moosilauke, de New Hampshire, una zona de clorita de bajo grado es sucedida por una zona de grado intermedio con la aparición de biotita, granate y estaurolita antes de pasar a la zona de alto grado con la entrada de la sillimanita. En el sur de Nueva Zelandia hay una amplia zona de clorita debida quizá a la influencia catalítica prolongada de deformación a baja temperatura durante la última parte de la perturbación orogénica. Por otra parte, las influencias catalíticas son activas solamente en la parte más temprana de la orogenia, cuando la onda de alta temperatura está avanzando hacia afuera a partir del eje, y el gradiente de temperatura es correspondientemente muy empinado. Las zonas de metamorfismo de bajo grado son entonces angostas, y la zona de clorita puede hasta ser completamente invadida y eliminada, como lo es en el condado Dutchess, de Nueva York.

Una información reciente de las zonas de metamorfismo regional en las rocas precámbricas del norte de Michigan es la de H. L. James. El metamorfismo, que es más claramente mostrado por los cambios mineralógicos de las rocas sedimentarias huronianas (del Precámbrico Medio), especialmente por las formaciones de hierro y por las grauwasckas y pizarras (slates), ocurrió durante un intervalo de orogenia e intrusión granítica secundaria de carácter posthurónico-prekeweenawano (Precámbrico Superior). Las zonas de intensidad metamórfica delineadas por las isogradas de la clorita, la biotita, el granate, la estaurolita y la sillimanita o sus equivalentes, están completamente desarrolladas alrededor del nódulo Republic y del nódulo Peavy, y sólo parcialmente desarrolladas en torno al nódulo del condado Florence y del nódulo Watersmeet (fig. 9-4). Las zonas varían en anchura desde menos de un kilómetro hasta alrededor de 48 Km, y el metamorfismo de bajo grado es superficialmente dominante sobre los de grado intermedio y alto. El gradiente térmico deducido de la separación por zonas de metamorfismo indica que el calor requerido para el metamorfismo debe de haberse derivado de los cuerpos de magma subyacentes, porque los dibujos metamórficos no enseñan relación clara alguna con la estructura regional o con la intrusión granítica expuesta del mismo ciclo orogénico. Las relaciones de campo indican que la deformación y el metamorfismo son variables independientes en el esquema orogénico para esta región.

Por la observación de las zonas de metamorfismo regional del norte de Michigan y de otras localidades, es claro que la secuencia de las zonas de metamorfismo progresivo en áreas de metamorfismo regional está correlacionada con el gradiente de temperatura inducido por la elevación regional, con los cuerpos subyacentes de magma granítico, o con una combinación de ambos, desarrollada en zonas de orogenia activa. La existencia de las zonas de metamorfismo regional refleja

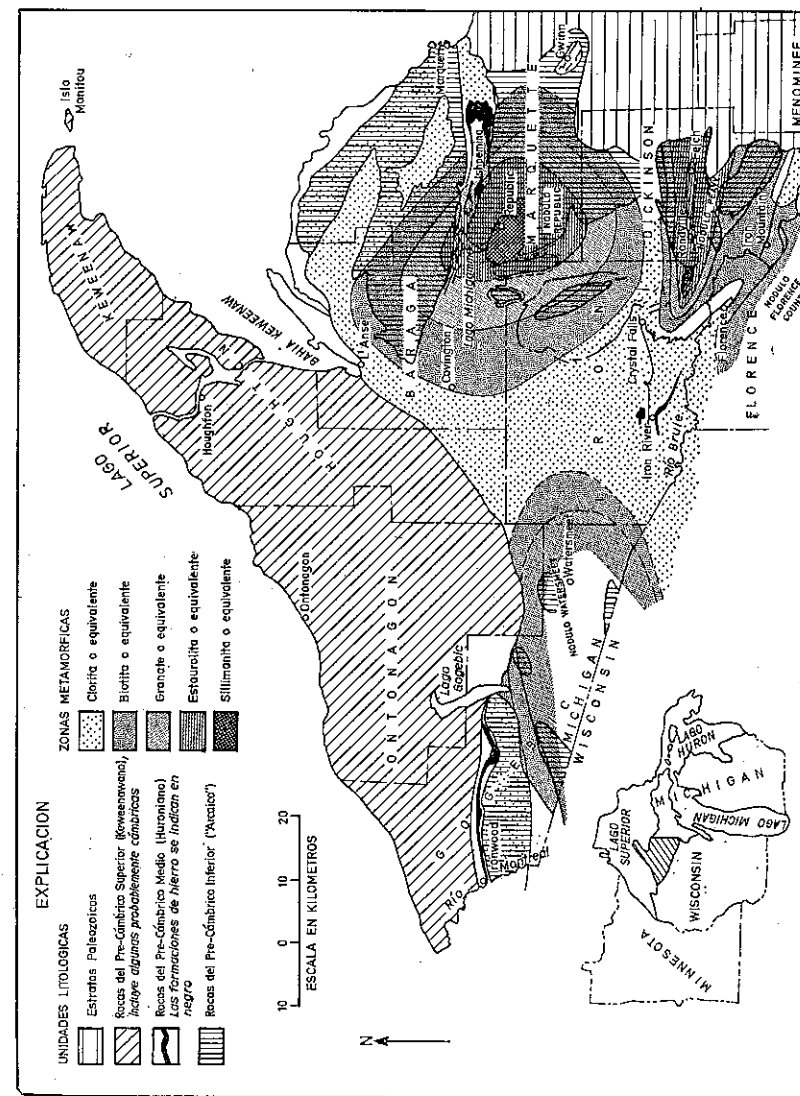


Fig. 9-4. Mapa geológico general del norte de Michigan, mostrando las zonas metamórficas (Según H. L. James, Bull. Geol. Soc. Am., 1955.)

una variación de la respuesta mineralógica a las diferentes condiciones físicas, particularmente a la temperatura o calor.

CONCEPTO DE LAS FACIES METAMÓRFICAS

El concepto de las facies metamórficas es importante en la petrología metamórfica moderna, y es de empleo universal.

El intervalo químico de la mayoría de las rocas metamórficas abarca el de las rocas ígneas y sedimentarias y es extendido aún más por los efectos del metasomatismo. Las presiones y temperaturas metamórficas cubren también un amplio intervalo entre la diagénesis sedimentaria como un posible límite inferior y la anatexis magmática como límite superior. Como sucede con las rocas ígneas, los minerales metamórficos comunes son pocos, entre dos y seis en número, y los agrupamientos de minerales presentes en la mayoría de las rocas metamórficas tienden a ser sencillos. Esto es regulado por la regla de las fases mineralógica descrita en el Capítulo 1.

El estudio clásico de V. M. Goldschmidt, publicado en 1911, sobre el metamorfismo de contacto en la región de Oslo, del sur de Noruega, es una marca decisiva en el progreso de la petrología metamórfica. La simplicidad de los agrupamientos minerales comunes y su correlación con la composición química de las rocas que constituyen fueron atribuidas a la preponderancia general del equilibrio fisicoquímico regido por las condiciones geológicas del metamorfismo. El papel de la reacción y recrystalización continuadas por largo tiempo en presencia de una disolución de poros saturada, es importante en la conducción al equilibrio en la mayoría de las rocas metamórficas.

En 1913, F. Becke intentó correlacionar los agrupamientos minerales y las texturas de las rocas metamórficas con las condiciones físicas del metamorfismo de las rocas regionalmente metamorfoseadas de los Alpes austriacos. Este investigador creyó que el metamorfismo tiende hacia un estado de equilibrio interno de las rocas afectadas, y que la presión elevada es un poderoso factor en el metamorfismo para promover las reacciones químicas. Becke también reconoció dos agrupamientos minerales formados en un metamorfismo regional que están correlacionados con condiciones físicas contrastadas prevalecientes en dos zonas de profundidad, aunque no existe un límite definido entre estas zonas. En la zona superior, en la cual las reacciones son determinadas primordialmente por la presión incrementada, se encuentran minerales tales como la zoisita, epidota, clorita, muscovita, albita, antigorita y cloritoide. En la zona más baja, en la que el efecto de una presión aún mayor es contrarrestado por la temperatura elevada, los minerales típicos son el

piroxeno, la biotita, los granates, la plagioclasa cálcica, la ortoclasa, la sillimanita, la cordierita y el olivino. La contribución de Becke influyó profundamente a los conceptos contemporáneos y posteriores del metamorfismo regional.

Las investigaciones efectuadas durante la primera mitad de este siglo por petrólogos europeos como Grubenmann, Becke, Niggli, Goldschmidt, Eskola y Tilley han visto el desarrollo gradual de un concepto generalizado del metamorfismo como una serie de reacciones químicas complejas que conducen al equilibrio fisicoquímico dentro de las rocas. La variación de la paragénesis metamórfica puede tratarse como una función de la composición química de conjunto y del ambiente metamórfico. Este concepto fue enunciado claramente por primera vez en el trabajo de Eskola, entre 1914 y 1915, sobre los efectos del metamorfismo, el metasomatismo y la mineralización asociados con los granitos precámbricos de la región minera Orijärvi, de Finlandia. Como Goldschmidt, Eskola demostró la existencia de relaciones simples y coherentes en la paragénesis metamórfica de Orijärvi, y dedujo de esto una cercana aproximación al equilibrio interno de los tipos comunes de roca. Como resultado de tal conclusión, Eskola, entre 1915 y 1920, formuló el concepto de las facies metamórficas.

Como la mayoría de los conceptos, el de las facies metamórficas comprende definiciones basadas en criterios químicos y mineralógicos observables y en la interpretación genética de dichos criterios, en función de una hipótesis de trabajo. En un esfuerzo por reducir las partes esenciales del concepto de las facies a una frase concisa, se han seleccionado dos definiciones que refuerzan los criterios físicos más bien que los mineralógicos, como sigue:

Una facies metamórfica incluye rocas de cualquiera composición química, y por tanto de composición mineralógica ampliamente variable, que han alcanzado su equilibrio durante el metamorfismo en un conjunto particular de condiciones físicas.¹

Las rocas formadas o recrystalizadas dentro de un cierto campo P, T, limitado por la estabilidad de ciertos minerales críticos de composición definida, pertenecen a la misma facies mineral.²

Es claro que el concepto de las facies se refiere a una colección de rocas metamórficas, de cualquiera composición, que han sido metamorfoseadas dentro de ciertos límites amplios de temperatura y presión. El término es semejante al de las facies sedimentarias, que se refiere a una colección de rocas sedimentarias con caracteres que señalan un ambiente

¹ F. J. Turner, *Geol. Soc. Am., Mem.* 30, pág. 54, 1948.

² H. Ramberg, "The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks", pág. 136, University of Chicago Press, 1952.

sedimentario común en el cual se depositaron. El concepto puede aplicarse a todas las rocas, ígneas, sedimentarias y metamórficas, pero en la práctica se ha encontrado que su máxima ventaja está en el estudio de las rocas metamórficas, porque dada la misma composición de conjunto y las mismas condiciones de temperatura y presión, resulta el mismo agrupamiento mineralógico, ya sea que la roca se forme por cristalización de un magma, por recristalización de una roca sólida o por reemplazamiento efectuado por una disolución acuosa o un gas. Las facies se reconocen y definen por la ocurrencia de asociaciones mineralógicas críticas que son características de las facies en cuestión. Fundamentalmente una facies se define en función de sus condiciones físicas más bien que de su composición. La facies anfíbolita, por ejemplo, no sólo abarca a los esquistos de hornblenda-plagioclasa y a las anfíbolitas, sino también a las rocas libres de anfíbol, caracterizadas por la estauroлита y la cianita. En el Capítulo 10 se presenta una breve descripción de las facies metamórficas principales (págs. 434-438) en relación con la clasificación de las rocas metamórficas.³

³ Para una revisión crítica del concepto de las facies metamórficas, véase F. J. Turner, *Geol. Soc. Am., Mem.* 73, págs. 3-20, 1958.

10

Clasificación y descripción de las rocas metamórficas

MINERALES METAMORFICOS

Los minerales más abundantes de las rocas metamórficas son abundantes también en las rocas ígneas; v. g.: el cuarzo, el feldespato, la biotita, la muscovita y la hornblenda. Como siempre acompaña un cierto grado de metasomatismo a la mayoría del metamorfismo, ciertos minerales como la diópsida, la condrodita, el grafito, el granate, la turmalina y la axinita son más comunes en las rocas metamórficas que en las rocas ígneas. Los accesorios secundarios que se encuentran comúnmente en las rocas ígneas reaparecen en las rocas metamórficas; por ejemplo: la apatita, el zircón, la esfena, el corindón, la magnetita y la ilmenita.

De los feldespatos, la ortoclasa, la microclina, la microclina-perthita, la perthita y la albita son los más comunes. En las rocas metamórficas pueden encontrarse todos los miembros de la serie plagioclasa. Pero, en general, cuanto más alto es el grado de metamorfismo mayor es el contenido de anortita en la plagioclasa. La plagioclasa de alto contenido de calcio, como la anortita y la bytownita, sin embargo, está limitada a los sedimentos calcáreos metamorfosados. Una peculiaridad característica de los cristales de plagioclasa de las rocas metamórficas es su tendencia a mostrar gemelación simple, en comparación con la gemelación compleja que frecuentemente se observa en la plagioclasa de las rocas ígneas.

Las rocas metamórficas deformadas bajo la acción de una potente presión dirigida son fácilmente distinguibles por sus caracteres estructurales. La ocurrencia de ciertos minerales llamados minerales de es-

fuerzo, como la estauroлита y el granate, está restringida a los esquistos y otras rocas deformadas, mientras que otros minerales de antiesfuerzo, como la andalucita y la cordierita, están limitados a las rocas térmicamente metamorfoseadas, cuya formación no va acompañada ni es influenciada por la deformación.

Alfred Harker y otros investigadores han sugerido que el esfuerzo, aunque menospreciado tiempo atrás por Goldschmidt, es un factor determinante de la estabilidad de los minerales metamórficos. Según Harker, los *minerales de esfuerzo* (stress minerals) son aquellos cuyos campos de estabilidad en un diagrama de presión-temperatura son prolongados por la introducción de esfuerzo no hidrostático, mientras que los *minerales de antiesfuerzo* (antistress minerals) son aquellos cuyos campos de estabilidad son reducidos en condiciones similares. Algunos ejemplos comunes de minerales de esfuerzo son el cloritoide, la estauroлита y la cianita. La estauroлита es típicamente un mineral de esquistos derivado de sedimentos pelíticos, mientras que la biotita, la muscovita, la clorita, el talco, la hornblenda y la epidota, aunque altamente característicos de los esquistos, no están de ninguna manera limitados a ellos. Los minerales de antiesfuerzo son incapaces de soportar esfuerzo cortante intenso. Entre ellos están la andalucita, la cordierita, la augita, la hipersitena, el olivino, el feldespato de potasio y la anortita. Eskola ha citado feldespatoideos tales como la nefelina, la sodalita, la cancrinita y la leucita como minerales verdaderamente de antiesfuerzo. Estos son probablemente sensibles al esfuerzo cortante intenso y por tanto nunca se encuentran en los esquistos ni en otras rocas deformadas. La evidencia de campo, tal como la ocurrencia de minerales de esfuerzo en pegmatitas y en rocas que no están visiblemente deformadas, parece ser incompatible con la idea de los minerales de esfuerzo. La mayoría de los minerales de esfuerzo ya pueden prepararse sintéticamente en el laboratorio. Parece probable que las condiciones de temperatura y presión y la composición química sean los principales factores determinantes de la estabilidad de los minerales.

A continuación se resume la mineralogía de las rocas metamórficas.

1. *Nesosilicatos*. Los minerales de esta estructura muestran en general estructuras estrechamente empacadas, y se esperaría que exhibieran una marcada estabilidad bajo presión. Los tres silicatos polimórficos de aluminio, Al_2SiO_5 , la cianita, la sillimanita y la andalucita, son productos típicos de las rocas arcillosas. La cianita es mucho más densa que las otras dos y puede indicar condiciones de presión intensa en extremo. La andalucita es particularmente característica de las rocas térmicamente metamorfoseadas y se clasifica como un mineral de antiesfuerzo típico, inestable en condiciones de esfuerzo. La sillimanita es

el más común de los tres y puede ser la forma con el campo de estabilidad más grande. Los granates son indicadores sensibles del grado metamórfico. La grosularita granate de cal y alúmina, $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, y la andradita granate de calcio y hierro, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, son característicos de los sedimentos calcáreos que han sido térmicamente metamorfoseados. En los grados más bajos de metamorfismo regional, el único granate que se encuentra es la *espesartita de manganeso*, $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. En grados un tanto más altos hace su aparición la *almandita*, $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, mientras que el *granate pirope*, $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, se forma sólo en grados metamórficos altos. La *forsterita*, Mg_2SiO_4 (incluyendo la *monticellita*, CaMgSiO_4), se forma por metamorfismo térmico de la caliza magnesiana, también como un mineral característico del metamorfismo de alta temperatura y de emplazamiento profundo. Esta acepta agua con facilidad y sufre un proceso de alteración, convirtiéndose en serpentina fibrosa, $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

La *estauroлита*, $\text{Al}_2\text{SiO}_5\text{Fe}(\text{OH})_2\text{Al}_2\text{SiO}_5$, ocurre con la cianita, frecuentemente en crecimientos paralelos. Es estructuralmente una cianita con capas intercaladas de $\text{Fe}(\text{OH})_2$ entre Al_2SiO_5 . La estauroлита forma prismas rómbicos y gemelaciones cruciformes de perfección semejante a la de un modelo y ocurre en los esquistos micáceos deformados, generalmente como porfiroblastos notables. Químicamente relacionado con la estauroлита está el cloritoide u *otrelita*, $\text{Al}_2\text{SiO}_5\text{Fe}(\text{OH})_2$, a menudo en forma de abanico o de grupos a manera de racimos, en los esquistos de metamorfismo de bajo grado. Estructuralmente, el cloritoide es un filosilicato. Mineralógicamente, pertenece al grupo de la "mica frágil", que es intermedia entre las micas y las cloritas.

La *lawsonita*, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, corresponde en su parte libre de agua a la anortita, pero su densidad (3.09) es excepcionalmente alta. La lawsonita, con la pumpellyita, posiblemente una clinozoisita hidratada, $\text{Ca}_2(\text{Al,Mg,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$, es un mineral crítico de los *esquistos de glaucófana* que se encuentran en la Coast Range, de California; en los Apeninos, en los Piedmonts, etc.

La *epidota*, $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$, y la correspondiente zoisita libre de hierro, son comunes en las rocas de las etapas más bajas del metamorfismo regional.

2. *Sorosilicatos*. Los minerales del grupo de la *melilita* son representativos de esta estructura. La melilita, $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, se encuentra en las rocas calcáreas térmicamente metamorfoseadas. La cuspidina, $\text{Ca}_4(\text{F,OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7$, y la *tilleyita*, $\text{Ca}_5(\text{CO}_3)_2\text{Si}_2\text{O}_7$, se encuentran en la zona de contacto con el granate, etc. Se encuentran en la caliza magnesiana térmicamente metamorfoseada de Crestmore, California y de otras localidades.

3. Ciclosilicatos. La cordierita, $Mg_2Al_3(AlSi_5O_{18})$, junta con el granate y la sillimanita, es común en muchas rocas metamórficas. También es un mineral de contacto en la pizarra (slate) y el hornfels (cornea-na). La cordierita tiene con frecuencia un tinte azulado, pero en otros respectos es tan notablemente semejante al cuarzo que es difícil su distinción. La turmalina, con la fórmula ideal $NaMg_3Al_6(BO_3)(Si_6O_{18})(OH)_4$, pero complicada por substitución con K, Ca, Li, Fe, Ti, Cr, F, etc., se forma muy tempranamente a baja temperatura durante el metamorfismo regional. También es un mineral neumatolítico frecuente en la luxullanita o granito turmalinizado. En las filitas y en los esquistos pelíticos ocurren con frecuencia pequeños cristales de turmalina. La presencia de la turmalina indica penetración de boro por disoluciones magmáticas de gases, o señala a la adsorción inicial de boro procedente del agua de mar por la gelatina de la sílice madre precipitada sobre el fondo del mar en las rocas silíceas, o bien indica que el boro fue atrapado en los lodos marinos. La wollastonita, $CaSiO_3$, es de hábito cristalino comúnmente tabular, y de crucero masivo a fibroso. Su color es blanco, pero puede ser gris, café y rojo debido al hecho de que el mineral puede tomar disolución sólida hasta 67 por ciento de $FeSiO_3$ y mucho $MnSiO_3$. La wollastonita ocurre principalmente como un mineral de contacto en las calizas cristalinas y frecuentemente aparece asociada con granate, diópsida, etc. Como ya se hizo notar, la presencia de la wollastonita en los sedimentos calcáreos metamorfoseados puede ser significativa para establecer un geotermómetro.

4. Inosilicatos. Los minerales más comunes de este grupo son los anfíboles y los piroxenos. Algunos anfíboles y piroxenos están prácticamente limitados a las rocas metamórficas, por ejemplo, la antofilita, la cummingtonita, la tremolita, la actinolita y la glaucófana entre los anfíboles, y la jadeíta, $NaAlSi_2O_6$, y la omfacita, $(Ca,Na)(Mg,Fe^{2+}+Al)(Si,Al)_2O_6$, entre los piroxenos. En general, los anfíboles tremolita, actinolita y hornblenda común son típicos de las rocas metamórficas formadas a temperaturas baja y moderada; los piroxenos tienen una amplia distribución en las rocas metamórficas de temperaturas moderada a alta. Sin embargo, la diópsida ocurre no sólo como mineral de contacto a altas temperaturas, sino también en los esquistos ricos en cal y magnesia de metamorfismo de bajo grado. La hiperstena es característica de las rocas conocidas como la serie Charnockita. También es un mineral común de contacto y se encuentra en las rocas metamórficas regionales.

5. Filosilicatos. Los minerales con estructuras en capas son especialmente comunes y difundidos en las rocas metamórficas. La muscovita, la biotita, la clorita, el cloritoide y el talco son abundantes, algunos de ellos prácticamente limitados a estas rocas.

La serpentina ocurre en los esquistos cristalinos y es un inosilicato, pero los cristales delgados y laminares, separados en hojas translúcidas del mismo elemento constitutivo llamado antigorita, tienen la estructura de los filosilicatos.

Los minerales de clorita, $(MgFe^{2+})_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2/(MgFe^{2+})_2Al(OH)_6$, forman rocas individuales llamadas esquistos de clorita y ocurren en muchísimas variedades de rocas formadas en las primeras etapas del metamorfismo regional.

Los minerales de arcilla de las rocas sedimentarias son particularmente susceptibles a la recristalización, y las rocas arcillosas son, en consecuencia, especialmente adecuadas para la investigación de las etapas iniciales del metamorfismo.

La margarita, $CaAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$, pertenece al grupo de las "micas frágiles". Ocurre en los esquistos de clorita asociada comúnmente con corindón y en algunos casos formada a partir de él.

El talco, $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, es el mineral más blando y forma escamas de color verde manzana o de color de plata. Es muy común su asociación con los esquistos de serpentina y clorita. También forma el esquisto de talco.

6. Tectosilicatos. El cuarzo está presente en las rocas ricas en sílice correspondientes a un amplio intervalo de condiciones metamórficas. Los feldespatos son igualmente abundantes, pero sus especies individuales muestran diferencias marcadas en su ocurrencia. La albita está presente en las rocas metamórficas de los grados más bajos; el contenido de calcio aumenta en razón directa del grado. Por tanto, la plagioclasa es, con frecuencia, un sensible indicador del grado de metamorfismo. De los feldespatos de potasio, la microclina es más común que la ortoclasa.

Los silicatos son los elementos constitutivos esenciales en casi todas las rocas metamórficas. Entre los no silicatos, el grafito, la espinela $MgAl_2O_4$, el corindón Al_2O_3 , la magnetita Fe_3O_4 , la hematita Fe_2O_3 , la brucita $Mg(OH)_2$ y la periclase MgO , están presentes en cantidades menores. Debe hacerse una excepción respecto a la calcita y la dolomita, las cuales son minerales metamórficos importantes en los mármoles y en los mármoles dolomitas o dolomíticos.

Muchos de los minerales metamórficos que se acaban de describir pueden agruparse con base en sus elementos constitutivos principales. Estos grupos son:

1. Minerales fuertemente magnesianos o máficos: forsterita, serpentina, clorita, talco, antofilita, condrodita, tremolita, actinolita, brucita, periclase, etc.

2. Minerales fuertemente aluminicos: estaurolita, sillimanita, andalucita, cianita, cordierita, cloritoide, etc.

3. Minerales fuertemente cálcicos: grosularita, vesubianita, escapolita, wollastonita, larnita, rankinita, merwinita, el grupo zoisita-epidota, etc.

Muchos de estos y otros minerales son de importancia especial en el metamorfismo de contacto y serán estudiados en una sección posterior.

TRAMAS (ESTRUCTURA Y TEXTURA) DE LAS ROCAS METAMORFICAS

La trama de una roca metamórfica se desarrolla en un medio continuamente sólido por crecimiento de los cristales, los cuales compiten unos con otros para ganar el espacio disponible y recrystalizar simultáneamente. El orden de cristalización aplicado a las rocas ígneas y regulado por las series de reacción tiene poca significación en las rocas metamórficas. Es en este respecto en el que las tramas metamórficas difieren completamente en significado de ciertas tramas ígneas, aunque guarden cierto parecido superficial.

Becke propuso la palabra *blástico* (del gr. *blastos*, germinación) como un sufijo o un prefijo en la nomenclatura de las tramas metamórficas para distinguirlas de las tramas ígneas superficialmente similares. Las tramas que son debidas principalmente a la recrystalización con desarrollo de forma de cristal se describen como *cristaloblásticas*; cuando los minerales metamórficos tienen hábito granular, se emplea el término *granoblásticas*. En general, las caras de los cristales están deficientemente desarrolladas en los minerales metamórficos recrystalizados y la trama puede describirse como *xenoblástica*. Sin embargo, unos cuantos minerales son capaces de desarrollar su propia forma de cristal, aun contra la resistencia de un medio sólido, y a estos cristales se les llama *idioblásticos*.

Hace medio siglo que Becke reconoció una secuencia de perfección de la forma idioblástica en los minerales metamórficos, a la cual le llamó la *serie cristaloblástica* o el *orden idioblástico*:

Generalmente idioblásticos	Magnetita, esfena, rutilo, especularita, ilmenita
	Turmalina, granate, cianita, estaurolita, andalucita
↑	Epidota, zoisita
	Piroxenos, anfíboles, wollastonita
↓	Micas, cloritas
	Calcita
Raras veces idioblásticos	Escapolita, cordierita
	Cuarzo, plagioclase
	Ortoclase, microclina

Neos
Serp

Ano

tecto

Esta secuencia no es universalmente válida, pero es suficientemente coherente para proporcionar evidencia valiosa respecto a si ciertas rocas son metamórficas o ígneas. Por ejemplo, una roca de hornblenda-plagioclase puede ser de origen metamórfico o ígneo; si los cristales de plagioclase son xenoblásticos, la roca debe ser una anfíbolita metamórfica, porque nunca se ven granos de plagioclase bien formados en rocas de origen típicamente metamórfico. Por otra parte, los cristales euhedrales de plagioclase son comunes en los granitos de origen ígneo, porque en algunas etapas, durante la evolución de la textura granítica, dichos cristales pueden desarrollarse libremente en contacto con una masa de silicatos fundida.

La serie cristaloblástica está de acuerdo con la estructura del cristal, en el orden de polimerización, de los minerales. En la parte alta de la serie están los neosilicatos y sorosilicatos, luego vienen los inosilicatos, y finalmente, en la parte baja de la serie, se encuentran los tectosilicatos.

Algunas rocas térmicamente metamorfoseadas tienen una trama de grano uniforme. Otras se caracterizan por grandes cristales idioblásticos, como la andalucita, cordierita, granate, cianita, estaurolita, microclina y albita, las cuales se conocen como *porfiroblastos*. El término es semejante al del pórfido ígneo, pero sin connotación alguna de cristalización a partir de una masa de silicatos fundida. El calificativo *augen* (al. *auge*, ojo) se refiere a los porfiroblastos de forma de ojo o de lente, generalmente de feldespatos o de mezclas de feldespato y cuarzo, que se presentan en el gneis granulado sometido a esfuerzos de cizalleo. La textura *poikiloblástica* denota un porfiroblasto que contiene inclusiones de otros minerales. Los minerales plagados de inclusiones son típicos de muchas rocas metamórficas. Sin embargo, la abundancia de inclusiones es mucho mayor en las rocas recrystalizadas con menor intensidad. Cuanto más completa es la recrystalización, mayor oportunidad tienen los minerales como la cordierita, el granate y la andalucita de eliminar las inclusiones.

En los conglomerados metamorfoseados pueden reconocerse las guijas originales aunque hayan sido aplanadas y violentadas. En otros sedimentos, la estratificación y, en raros casos, los fósiles contenidos, aunque deformados, han subsistido al metamorfismo. En las anfíbolitas, las texturas *blastoporfiríticas* han sido claramente heredadas del carácter porfirítico de la roca madre de origen ígneo. Una textura *blastoftica* es una trama diabásica residual. Las estructuras amigdaloidales pueden permanecer esbozadas. La estratificación puede conservarse también parcialmente, y en forma bastante común, a un cierto ángulo con la exfoliación, pero en muchas áreas de rocas metamórficas de grado mediano a alto, fuertemente plegadas, gran parte de la exfoliación es paralela a

la estratificación original. A todas estas características heredadas de las rocas madres premetamórficas se les llama colectivamente *palimpsestos* o *texturas relictas* (de vestigio). Proporcionan valiosa evidencia e información acerca de la historia original y premetamórfica de las rocas metamórficas.

A continuación se describen algunas de las tramas metamórficas más comunes que pueden observarse en ejemplares de mano.

TRAMAS CATACLÁSTICAS

Las tramas *cataclásticas* son aquellas de las rocas fracturadas y fragmentadas desarrolladas por deformación mecánica de metamorfismo cataclástico o dinámico sobre rocas duras y frágiles. En las etapas iniciales de la deformación tiene lugar un desquebrajamiento simple de la roca, que produce agregados de brecha de trituración y granulados sin estructura. Las rocas blandas, como las pizarras y las tobos, desarrollan un crucero; las rocas más duras son despedazadas. Con mucha frecuencia, en las rocas de granos entrelazados, como los granitos, las roturas tienen lugar según los contornos de los granos, y forman hilillos de material granulado. El movimiento intenso y continuado bajo la acción de un esfuerzo da por resultado la molienda progresiva de los granos de mineral; en las etapas finales sólo quedan unos cuantos granos dispersos, y la roca se vuelve más o menos rayada, pulverizada a granular fina, conocida como *milonita*. Localmente, el calor de rozamiento generado por las fallas de empuje puede ocasionar la fusión de las partículas de mineral, dando origen a una textura vítrea, como la de la roca *apedernalada* y la *seudotaquilita*.

TRAMAS HORNFÉLSICAS

Esta trama se desarrolla típicamente en los sedimentos pelíticos bajo metamorfismo térmico, y la roca resultante es un *hornfels* (roca córnea o corneana). Las pizarras (shales) y las rocas carbonatadas se alteran en alto grado, pero las areniscas muestran poco cambio aparte de la silicificación a cuarcita. Entre las rocas pelíticas, el efecto obvio es la formación de micas y cloritas, las cuales imparten un carácter manchado a las pizarras o esquistos resultantes. La biotita es abundante en los hornfels y comúnmente aparece dispuesta al azar en lo que se conoce como *trama entrecruzada*. Por la cristalización continuada, las manchas se desarrollan en *tramas granoblásticas*, en las que las hojuelas de mica y clorita y de otros minerales en láminas desarrollan exfoliación incipiente. También pueden aparecer minerales de grano fino como el

feldespato, el cuarzo y la turmalina. A partir de esta etapa existen transiciones a tramas granulosa, esquistosa y gnéica.

TRAMAS GRANULOSAS

La trama descrita como *granulosa* se desarrolla principalmente en rocas con minerales granoblásticos, como el cuarzo, feldespato, piroxeno, granate, calcita, dolomita, etc., todos los cuales son equidimensionales. Las tramas granulosas están limitadas a tales rocas metamorfoseadas como los mármoles, skarns y unas cuantas rocas de muy alto grado de metamorfismo, que se asocian con los gneis, pero carecen de exfoliación.

Los minerales hojuelosos y lineales están ausentes en las rocas granulosas o presentes sólo en pequeñas cantidades; por ello, la esquistosidad no es perceptible. Pero pueden ocurrir estructuras paralelas, bandeadas y rayadas por la alteración de manchones de diferente composición mineralógica y granularidad. Puede haber todas las transiciones comprendidas entre las estructuras esquistosas sobre una amplia extensión de terreno metamórfico.

TRAMAS PORFIROBLÁSTICAS

Una trama metamórfica difundida es aquella en la que ocurren minerales metamórficos relativamente grandes o porfiroblastos de una o más especies en una matriz de granos más pequeños. Los porfiroblastos, como el granate, estauroлита, plagioclasa y biotita, son considerados generalmente como el resultado de una recrystalización simple y no son, en definitiva, de origen magmático.

Durante la recrystalización, los porfiroblastos de biotita, granate y estauroлита, se forman, por lo general, en rocas de la composición química apropiada. Aunque una pequeña porción del material puede ser aportada por disoluciones de penetración, los materiales de los porfiroblastos proceden principalmente de la roca misma. El tamaño y la forma de los porfiroblastos dependen del régimen de difusión de las disoluciones que originan la recrystalización dentro de la roca. Los minerales férriferos, como el granate, la biotita y la estauroлита, pueden crecer hasta formar grandes cristales porfiroblásticos, mientras que otros, como la plagioclasa, pueden no desarrollar el hábito porfiroblástico, debido al lento régimen de difusión. Pero evidentemente la misma plagioclasa que hubiera ocurrido en la matriz puede desarrollar un hábito porfiroblástico si se imprime un impulso local al régimen de difusión.

La relación entre los porfiroblastos y la matriz es una fuerte evidencia a favor de la recrystalización durante el metamorfismo. Los por-

firoblastos, como la albita y la microclina, reemplazan en parte y desplazan en parte a la exfoliación o esquistosidad. Frecuentemente, las capas de mica o clorita que están en contacto con un límite porfiroblástico están claramente recortadas en donde el contorno se encuentra toscamente normal a los lechos, y están deformadas en donde el límite es inclinado. Se cree que tal relación es regla para muchos porfiroblastos; por ejemplo, cuando el porfiroblasto de feldespato comienza a crecer en el esquisto de feldespato-cuarzo-mica, ejerce presión sobre los minerales adyacentes, originando la destrucción de los que tienen una menor fuerza de cristalización. En este caso, algunos de los granos de cuarzo comprendidos entre las hojas de mica son disueltos, y se abre espacio para que las hojuelas de mica más fuertes se desplacen hacia afuera del cristal en crecimiento. Si este proceso continúa, crecen un gran número de capas de mica a medida que se eliminan los granos de cuarzo comprendidos entre ellas. A consecuencia de esto resulta una concentración de mica en el lado del porfiroblasto sin pérdida alguna de las capas de mica. Sin embargo, si el porfiroblasto de feldespato creciente es capaz de reemplazar parte de la mica así como algo de cuarzo, entonces aparecerá menos mica en los márgenes del porfiroblasto.

Debe señalarse que la composición de conjunto de las disoluciones de penetración no determina la composición de los porfiroblastos. Las disoluciones han actuado principalmente como agentes de la recristalización y han llevado hasta las rocas una aportación de material por medio de la cual, por procesos metasomáticos, han cambiado lentamente la composición de las rocas premetamórficas. Debe insistirse en el hecho de que el nuevo material no va solamente hacia los porfiroblastos, sino también hacia la matriz. La ocurrencia de porfiroblastos de feldespato no significa, por tanto, que las rocas hayan sido feldespatizadas, sino que quiere decir que el feldespato de ese lugar en particular fue capaz de recristalizarse en hábito porfiroblástico en rocas esencialmente sólidas. Este es un fenómeno de *difusión metamórfica*.

TRAMAS ESQUISTOSAS O EXFOLIADAS

Las rocas exfoliadas, como las pizarras (slates), filitas, esquistos, gneis y migmatitas, son con mucho las variedades más comunes e importantes de las rocas metamórficas. El término *esquistosidad* o *exfoliación* (l. *folium*, hoja) puede aplicarse a un crucero o fisilidad debido al paralelismo de los minerales lamelares o lineales de las rocas metamórficas. La exfoliación puede subdividirse, según el grado de perfección de las superficies paralelas, en: crucero pizarreño (la más perfecta), esquistosidad y estructura gnéisica (la menos perfecta).

Todos los tipos de exfoliación, así como otras superficies de las rocas metamórficas que son de origen no metamórfico, están comprendidos en el término de Sander, superficie S. La estratificación relicta (residual), por ejemplo, es un tipo de superficie S, aunque no necesita dar esquistosidad a la roca.

La exfoliación resulta del paralelismo o subparalelismo de los minerales tabulares, en hojuela y lineales. Bajo la influencia de un esfuerzo dirigido, hay una tendencia de los minerales micáceos y de los cristales prismáticos, como los de anfíbol, turmalina o epidota, a orientarse con sus dimensiones más grandes paralelas o subparalelas al plano de esquistosidad. Se han aplicado los términos *nematoblástico* y *lepidoblástico* a las tramas dominadas por los minerales prismáticos y tabulares, respectivamente. La exfoliación resulta también del asiento sedimentario, como la estratificación, la estructura primaria de corriente de las rocas ígneas y el fajeado por segregación. El fajeado por segregación que resulta de la alternación de capas de cuarzo-feldespato y mica-clorita-epidota, se desarrolla a partir de una roca madre inicialmente uniforme durante el metamorfismo, un proceso conocido como *diferenciación metamórfica*. En una sección posterior se presenta una explicación más avanzada de la diferenciación metamórfica. En algunos casos, el fajeado se debe a la inyección de material granítico dentro de las hojas de rocas metamórficas, tales como las anfíbolitas y los esquistos. Este proceso es descrito como *inyección de lecho por lecho* (lit-par-lit).

Dentro del plano de exfoliación se desarrolla lo que se conoce como *alineación*, efecto que resulta del alineamiento paralelo de minerales lineales, como la hornblenda, sillimanita y turmalina. Los minerales como el cuarzo y el feldespato exhiben con frecuencia una forma lamelar o alargada que concuerda con el hábito planar general de la roca. En muchos esquistos y gneis, los minerales tabulares, como la cianita, la otreilita y la estauroilita, no son coherentemente paralelos a la exfoliación de la roca metamórfica. Muy frecuentemente, sin embargo, las hojuelas más pequeñas o los minerales lineales son perfectamente paralelos a los planos de la exfoliación lineal, mientras que los porfiroblastos están orientados al azar. Existen todas las transiciones entre las rocas con alineación excelente y las que no tienen alineación alguna. En una roca, los ejes largos de la mayoría de los cristales de hornblenda pueden encontrarse formando ángulos de unos cuantos grados entre sí. En otra roca, no obstante, los ejes largos de los cristales de hornblenda pueden estar orientados al azar en todas las direcciones posibles dentro de la roca; en tal caso no existiría alineamiento alguno.

La exfoliación menos perfecta de las rocas cuarzofeldespáticas se describe como estructura *gnéisica*. Básicamente, la estructura gnéisica

es compuesta, con alternación de fajas y lenticulos exfoliados y no exfoliados. La exfoliación de la trama gnéica es verdaderamente planar, pero fracturada, plegada por arrastre y torcida; la textura es gruesa y la exfoliación a menudo interrumpida. Aunque una roca gnéica pueda ser dividida a lo largo de la trama planar, la superficie de fractura es mucho más rugosa que la de un esquisto.

Finalmente, debe mencionarse que alguna exfoliación, aunque no sea patente en los ejemplares de mano, puede demostrarse que tiene una orientación cristalográfica de minerales xenoblásticos, como la calcita y el cuarzo. Los granos xenomórficos de calcita en el mármol y los esquistos cálcicos pueden tener sus ejes *c* aproximadamente perpendiculares a la esquistosidad. Los granos de cuarzo en la cuarcita y de los esquistos cuarzosos pueden tender a estar orientados con sus ejes *c* paralelos al plano de esquistosidad. Esta es una orientación preferida de la red espacial que no es evidente por la forma visible del grano.

La interpretación detallada de la trama de las rocas metamórficas cubre tanto la investigación macroscópica como la investigación microscópica de la trama de la roca, con énfasis especial sobre la orientación preferida de los minerales constitutivos, como el cuarzo, la calcita, las micas y el olivino. Los datos resultantes están estrechamente correlacionados con las observaciones de campo sobre los caracteres estructurales macroscópicos, como las superficies *S*, la alineación, las juntas, los pliegues de arrastre y las microfallas. Las técnicas, teoría e interpretación de los resultados, caen dentro del campo del *análisis petrotrama* o *petrología estructural*. Este es un tema extenso por sí mismo y queda fuera del alcance de la presente obra.¹

CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Hay muchos modos de cómo pueden clasificarse convenientemente las rocas metamórficas. El método más sencillo y práctico consiste en dividir las rocas exfoliadas y no exfoliadas, como lo han hecho Pirsson y A. Knopf. Otro método consiste en agruparlas en amplios tipos litológicos, como mármoles, cuarcitas, hornfels, pizarras (slates), filitas, esquistos y gneis. Para fines descriptivos, estos métodos son probablemente los más útiles. Otros esquemas de clasificación están basados en criterios de texturas y mineralógicos, clases químicas, grado del metamorfismo y el concepto de las facies metamórficas.

Una clasificación de las rocas metamórficas que pueda ser correlacionada con el tipo de metamorfismo ya descrito en el Capítulo 9 debe

¹ Al estudiante interesado se le remite a la consulta de trabajos avanzados escritos por E. B. Knopf y E. Ingerson, 1938; F. J. Turner, 1948; y H. W. Fairbairn, 1949.

estar basada en criterios que proporcionen una indicación de la naturaleza de la roca premetamórfica y del tipo de metamorfismo que ha motivado su estado y asociación actuales. Turner sugiere cuatro criterios: 1) asociación de campo; 2) composición mineral; 3) trama, y 4) composición química. El significado de estos criterios es el siguiente.

Los criterios de campo son fundamentales en el estudio de las rocas metamórficas. Algunas rocas térmicamente metamorfoseadas están íntimamente asociadas con las intrusiones ígneas; otras rocas deformadas cinéticamente están localizadas a lo largo de las bases de las fallas de empuje o zonas de cizalleo intenso; y aun otras rocas metamorfoseadas dinamo térmicamente están relacionadas en una escala regional con la deformación de la corteza. Los estudios de campo de las asociaciones de rocas arrojan importante luz sobre la causa última del metamorfismo y el origen de las rocas metamórficas. Por ejemplo, los criterios de los orígenes ígneo o sedimentario son comúnmente las relaciones de campo. El paso gradual de una roca metamórfica a sedimento o ígnea es una buena evidencia. La conservación de rasgos estructurales originales o trama relictas (velada, pero no borrada), tan conclusivos respecto al origen de las rocas metamórficas, se demuestra mejor en el campo. Los amigdaloides, los diques o las pegmatitas indican orígenes ígneos; y la estratificación, las guijas, los fósiles y las marcas de corriente indican sedimentos. Finalmente, la observación cuidadosa de campo puede delinear zonas de contacto progresivo, así como también de metamorfismo regional.

La constitución del agrupamiento mineral producido por el metamorfismo es el mejor criterio de la temperatura y la presión. Los minerales proporcionan también cierta indicación de la naturaleza de la roca madre. Por ejemplo, la estaurolita es típicamente un mineral de los esquistos de derivación pelítica. El grafito se deriva en su mayoría de un sedimento. Los minerales se han usado extensamente para calificar el grado o intensidad del metamorfismo.

La trama de las rocas metamórficas determinada tanto en el campo como en el laboratorio, por métodos tales como la investigación macroscópica, la microscópica y la petrotrama, constituye un registro completo de la intensidad y clase de deformación que intervienen en el metamorfismo.

Como ambos criterios, el mineralógico y el estructural, pueden ser reconocidos con facilidad en los ejemplares de mano, el método macroscópico es el medio más simple y práctico de clasificar las rocas metamórficas. Por esta razón se ha preparado la tabla 10-2 de manera que incluya a las rocas metamórficas comunes, dispuestas según las tres tramas distintas; a saber: cataclástica, no exfoliada y exfoliada. En la sec-

ción siguiente se explican los métodos seguidos para el uso de esta tabla en la determinación macroscópica de las rocas metamórficas.

4. El análisis químico de una roca es importante, y los datos químicos constituyen la información más exacta a partir de la cual pueden deducirse la naturaleza de la roca madre y el grado en el que ha sido afectada por el metasomatismo, aun después de haber sufrido una recrystalización total y de que se ha destruido completamente su estructura original. Los criterios químicos del origen sedimentario son: 1) sílice en porcentajes mayores de 80, sugiriendo que la roca madre fue un sedimento o una arenisca de alto contenido de sílice; 2) relación molecular de la potasa mayor que la de la sosa, combinada con una relación molecular de la magnesia mayor que la de la cal, indicando un rasgo característico de las rocas sedimentarias pelíticas como la pizarra (shale), la piedra de lodo, o la argilita, y 3) un exceso de alúmina, por ejemplo, un contenido mayor de 10 por ciento, lo cual indica que es seguro el origen sedimentario.

Todas las rocas metamórficas caen en cinco clases químicas principales. La sílice, en el cuarzo o en otras formas coloidales, puede estar presente o no.

1. Rocas pelíticas metamorfoseadas, como las pizarras (shales), las limolitas, las piedras de lodo.
2. Rocas cuarzo-feldespáticas metamorfoseadas, como la arenisca cuarzosa, las arcosas, las areniscas feldespáticas y las rocas ígneas silíceas.
3. Rocas calcáreas metamorfoseadas, como las calizas y dolomitas, ya sean puras o impuras, que contienen cuarzo y minerales arcillosos.
4. Rocas ígneas máficas y semimáficas metamorfoseadas, incluyendo las tobas y los sedimentos margosos impuros que contienen cantidades apreciables de Ca, Al, Mg y Fe.

5. Rocas magnesianas metamorfoseadas derivadas de las rocas de serpentina y de otros sedimentos ricos en Mg y Fe. Los campos de composición de las cinco clases químicas de rocas metamórficas pueden ser explicados convenientemente por un diagrama ACF (figura 10-1). Aquí A, C y F representan Al_2O_3 , CaO y $FeO + MgO$, respectivamente.

Ya ha sido introducido el concepto de las *facies metamórficas*, que proporciona una base ideal sobre la cual pueden ser clasificadas genéticamente las rocas metamórficas. Como ya se hizo notar, el número de agrupamientos minerales producidos por el metamorfismo es entre dos y seis. Muchos de los agrupamientos minerales simples son de distribución mundial y notablemente coherentes en sus asociaciones paragénicas. Por ejemplo, como lo ha señalado Turner, se han descrito esquistos de granate-estaurolita-mica-cuarzo procedentes de docenas de terrenos metamórficos, y sus asociaciones invariables son anfibolitas compuestas

de hornblenda y plagioclasa, con granate o epidota como posibles elementos constitutivos agregados. En dondequiera los esquistos de moscovita-clorita-cuarzo y los de clorita-albita-epidota son igualmente coherentes en su asociación mutua. La naturaleza de tales agrupamientos de minerales metamórficos es determinada por las condiciones físicas del metamorfismo y por la composición química de conjunto de la roca metamórfica. La regularidad de los agrupamientos minerales facilita

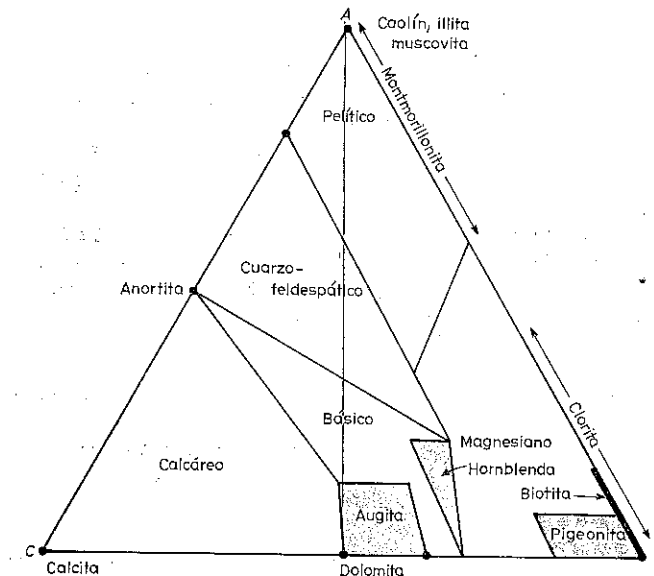


FIG. 10-1. Diagrama ACF mostrando los campos de composición de cinco clases químicas de rocas metamórficas. La composición de los principales constitutivos de las rocas ígneas y sedimentarias (además del cuarzo, feldespatos alcalinos y feldespatoides) también se indican. Las divisiones entre las clases están dibujadas arbitrariamente. (Según "Metamorphic Reaction and Metamorphic Facies" por W. S. Fyfe, F. J. Turner y J. Verhoogen, Geol. Soc. Am., Mem. 73, 1958).

la clasificación simple de las rocas metamórficas sobre la doble base de la composición química y la mineralógica. También señala la regularidad prevaleciente en la química del metamorfismo. La tabla 10-1 es un bosquejo de las facies metamórficas como fue propuesto por Eskola y sus seguidores, arregladas según la relación inferida respecto a la temperatura y a la presión. A continuación se presenta un breve resumen de cada una de las facies metamórficas.

Facies de sanidinita. Temperatura muy alta, presión baja; su ocurrencia como xenolitos en las rocas volcánicas indica condiciones piro-metamórficas, o como hornfels en contacto con cuellos volcánicos. Los

minerales críticos para la facies son la sanidina, tridimita, pigeonita y algunos silicatos de cal poco comunes, como la larnita, Ca_2SiO_4 , la rankinita, $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$, y la merwinita, $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$.

2 Facies de piroxeno-hornfels. Alta temperatura, presión moderada; los hornfels de piroxeno se forman a bajas profundidades por metamorfismo de contacto con piroxenos tales como la hiperstena y la diópsida como minerales críticos.

TABLA 10-1

PRINCIPALES FACIES METAMÓRFICAS E ÍGNEAS

(Ordenadas con arreglo a la relación inferida respecto a la presión y la temperatura)

T creciente →				
P	Facies de zeolita			Facies de sanidinita (facies de basalto)
C	Facies de esquisto verde (facies de diabasa de clorita-albita)	Facies de anfibolita de epidota-albita (facies de diabasa de epidota-albita-hornblenda)	Facies de anfibolita (facies de diabasa de hornblenda)	Facies de hornfels de piroxeno (facies de diabasa)
r				
e				
c				
i				
e				
n				Facies de granulita
t				
e				
↓			Facies de esquisto de glaucófana	Facies de eclogita

1 Facies de anfibolita. Esta es una facies muy amplia, y sus agrupamientos son las rocas regionalmente metamorfoseadas más abundantes. La combinación hornblenda-plagioclasa es crítica. Su límite de alta temperatura es marcado por la presencia de diópsida e hiperstena en lugar de la hornblenda, mientras que su límite de baja temperatura es indicado por la composición de la plagioclasa; a menor contenido de anortita en la plagioclasa corresponde un grado metamórfico más bajo.

2 Facies de albita-epidota-anfibolita. Presión y temperatura moderadas; las rocas se forman por metamorfismo regional. El mineral crítico para esta facies es el agrupamiento cuarzo-albita-epidota-hornblenda. El componente anortita de la plagioclasa, en las condiciones de esta facies es convertido en zoisita y epidota; la albita es la plagioclasa predominante, y la hornblenda es aún estable. La ocurrencia de campo y la mineralogía indican condiciones intermedias entre las de las facies del esquisto verde y de la anfibolita.

3 Facies de esquisto verde. Temperatura y carga de presión relativamente bajas; las rocas de esta facies se forman por metamorfismo regional en los niveles superiores de la corteza terrestre. Son muy caracterís-

ticas las agrupaciones de muscovita-clorita-cuarzo y de albita-epidota-cuarzo.

4 Facies de granulita. Presión y temperatura extremadamente elevadas; las rocas se forman por metamorfismo regional de alto grado; la ausencia de minerales hidratados indica un "ambiente seco". Un agrupamiento de hiperstena, almandina, cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, sillimanita y cianita es crítico. Los minerales hidratados, como por ejemplo la biotita, la hornblenda, la wollastonita y la grosularita están característicamente ausentes.

5 Facies de eclogita. Presión extremadamente alta; la temperatura también ha sido considerada como elevada, aunque esta conclusión no está muy bien establecida. Las rocas de eclogita de densidad muy alta ocurren en terrenos altamente metamorfoseados y en roca sedimentaria geosinclinal de emplazamiento profundo en los cinturones plegados. Es incierta la relación con la facies de granulita. La facies de eclogita se caracteriza por la omfacita, un piroxeno intermedio entre la diópsida y la jadeita, los granates como el piropero y la almandina, y el rutilo. Entre otros minerales se cuentan la cianita y la hiperstena.

6 Facies de esquisto de glaucófana. Esquistos caracterizados por la glaucófana, la crossita, la pumpellylita y la lawsonita, incluyendo los piroxenos portadores de sosa, el granate y el rutilo. Se considera ahora como metasomática, y no necesariamente indicadora de ambientes físicos especiales.

La distinción clásica entre el metamorfismo de contacto y el regional refleja una división doble del ambiente metamórfico. El metamorfismo de contacto está claramente manifiesto en donde se han desarrollado aureolas en rocas por lo demás casi inalteradas adyacentes a intrusiones plutónicas. La sola evidencia de campo indica que el metamorfismo de contacto ocurre a profundidades notablemente menores que las del metamorfismo regional. La diferencia entre las condiciones del metamorfismo de contacto y el regional se refleja en la facies. Las facies de hornfels de piroxeno y de sanidinita son rocas formadas exclusivamente por metamorfismo de contacto, mientras que las facies de esquisto verde y de anfibolita son productos de metamorfismo regional.

En el esquema elaborado por Turner¹ hay dos series de facies —excluyendo las subfacies— que corresponden a dos tendencias generales del metamorfismo:

1. Facies del metamorfismo de contacto: La carga de presión estimada por lo general ser de 100 a 3,000 bares, presión de agua sumamente variable

¹ Geol. Soc. Am., Mem. 73, páginas 201-202, 1958.

- 1) Facies de hornfels de albita-epidota
- 2) Facies de hornfels de hornblenda
- 3) Facies de hornfels de piroxeno
- 4) Facies de sanidinita
2. Facies del metamorfismo regional: carga y presión de agua generalmente iguales y estimadas ser de 3,000 a 12,000 bares
- 5) Facies de zeolita (hasta ahora no reconocidas)
- 6) Facies de esquisto verde
- 7) Facies de esquisto de glaucófana
- 8) Facies de anfibolita de almandina
- 9) Facies de granulita
- 10) Facies de eclogita

GUIA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Los tipos de metamorfismo, minerales metamórficos y tramas (estructura y textura) metamórficas ya antes tratados, indican que las rocas metamórficas tienen un campo único de ocurrencia y formación física. Ciertas rocas metamórficas formadas en un ambiente metamórfico particular se caracterizan por minerales y tramas metamórficas diferentes. Por ejemplo, las rocas térmicamente metamorfoseadas, como los mármoles y los skarns, se caracterizan por su textura granoblástica, originada porque el esfuerzo desempeñó un papel muy pequeño en su formación. Por otra parte, las rocas metamorfoseadas regionalmente, como las pizarras (slates) y los esquistos, formadas bajo un potente esfuerzo, se caracterizan por sus diversas tramas exfoliadas. Por tanto, para identificar las rocas metamórficas es esencial reconocer las tramas metamórficas y los minerales metamórficos. La tabla 10-2 clasifica las rocas metamórficas comunes en tres tramas distintas; a saber: la cataclástica, la no exfoliada y la exfoliada. Una vez que se ha determinado la trama, puede uno acercarse más a la roca que se tiene bajo investigación. Entre las rocas no exfoliadas, como el mármol, la cuarcita y el hornfels, las texturas pueden ser de grano fino, mediano o grueso. Entre las rocas típicamente granulosas y típicamente esquistosas, algunas pueden ser de transición; tales rocas pueden manejarse usando un adjetivo calificativo, como gneis bandeados, mármoles esquistosos y cuarcitas esquistosas.

La trama cataclástica se manifiesta por la fragmentación intensa o por una apariencia de mosaico granular que afecta a toda la roca excepto los centros de los elementos minerales constitutivos más grandes de una roca metamórfica como resultado de la deformación mecánica

ocurrida durante el metamorfismo de dislocación o el cataclástico. Las rocas metamórficas con trama cataclástica, como la brecha triturada, las rocas flaser, la milonita, etc., son difíciles de estudiar en los ejemplares de mano, y deben comprobarse en el campo.

El término "exfoliación" se refiere al paralelismo mutuo o alineamiento de los minerales laminares, como la biotita, la muscovita, la clorita, el talco, etc., en las rocas metamórficas. Como cada uno de estos minerales tiene su crucero en hojas delgadas, las rocas en las que están alineados se parten fácilmente en una dirección con superficies regularmente lisas. Esta orientación paralela con hojas delgadas y fácil de dividirse, es la trama común de muchas rocas metamórficas, como las pizarras (slates), las filitas, los esquistos, etc. Los gneis pueden estar burdamente exfoliados, con hojas gruesas y superficies ásperas, debido a la preponderancia de los minerales cuarzofeldespáticos sobre otros componentes escamosos.

La trama descrita como granoblástica se realiza principalmente en las rocas compuestas esencialmente de minerales equidimensionales, como el cuarzo, el feldespato, la calcita, la augita, la diópsida, etc. Por tanto, las rocas son no exfoliadas.

Entre las rocas metamórficas no exfoliadas, los skarns (rocas de silicatos de calcio) y los hornfels son difíciles de clasificar en los ejemplares de mano. Son esenciales para su identificación las relaciones de campo con las intrusiones ígneas. Los mármoles o rocas de carbonatos cristalinos son todos visiblemente cristalinos, con tramas que varían desde la de grano fino hasta la de grano grueso en extremo. Muchos minerales que se encuentran en los mármoles, como la diópsida, la wollastonita, la vesuvianita, la grosularita, son únicos, y no están presentes comúnmente en las rocas carbonatadas premetamórficas. Las cuarcitas son rocas metamórficas compuestas principalmente de cuarzo que ha sufrido recristalización. Su durabilidad y resistencia provienen del mutuo entrelazamiento de los cristales de cuarzo.

Entre las rocas finamente exfoliadas, el grado de recristalización, el tamaño del grano y el lustre, aumentan desde la argilita y la pizarra (slate) hasta la filita. Las argilitas están firmemente endurecidas, y son tan similares a las pizarras (shales) que es necesario el estudio en el campo para confirmar su identidad. Las pizarras (slates) exhiben una esquistosidad planar perfecta, aunque por lo general los minerales no pueden determinarse macroscópicamente. Las filitas son rocas esquistosas de grano fino que ocasionalmente muestran fajeado producido por segregación incipiente; característicamente, los planos de esquistosidad tienen un lustre satinado originado por la abundancia de muscovita y de clorita.

Los *esquistos* son productos de metamorfismo regional, y todos los esquistos son fuertemente esquistosos. Los minerales de hábito laminar son particularmente abundantes en los esquistos, y su orientación sub-paralela hace notable la esquistosidad; la formación de capas por segregación está generalmente bien realizada. El tamaño del grano de los minerales principales permite su fácil identificación en los ejemplares de mano. Sobre la base de los minerales característicos prominentes, pueden identificarse los esquistos de todas clases con exactitud, como esquisto de clorita, esquisto de biotita, esquisto de actinolita, etc.

Los *gneis* son rocas de grano grueso, fajeadas irregularmente, en las que la exfoliación está deficientemente definida a causa de la preponderancia de los minerales granoblásticos sobre los laminares. Las variedades comunes del gneis son el gneis de granito, el gneis de gabro, etc.

Las *anfíbolitas* son rocas de grano mediano a grueso, compuestas principalmente de hornblenda y plagioclasa; su exfoliación se debe al alineamiento paralelo de los prismas de hornblenda, pero es menos clara que en los esquistos típicos.

Las *granulitas* son rocas metamórficas granoblásticas de grano uniforme formadas por metamorfismo regional a temperatura y presión elevadas. Las rocas no son manifiestamente esquistosas; la exfoliación que está presente se debe a la orientación paralela de lentes planas compuestas de cuarzo, feldespato, hiperstena y granate.

La *charnockita* y la *eclogita* son rocas raras. Son productos de metamorfismo regional o de metamorfismo plutónico, formados a extremada presión y elevada temperatura, y su aparición se limita a las áreas de escudo precámbricas. La charnockita incluye a las rocas graníticas portadoras de hiperstena y a las variedades intermedias y máficas afines. La eclogita es una roca muy densa, compuesta principalmente de omfacita, piropo-almandina y rutilo.

Las *migmatitas* son rocas mezcladas y ocurren como rocas de la zona de los bordes en torno de los plutones ígneos, o bien, están limitadas a las áreas de escudo precámbricas. El entremezclamiento del material granítico y metamórfico tiene lugar a una escala tan fina que es difícil distinguirlo en un ejemplar de mano.

La tabla y la breve descripción presentadas antes deben simplificar la clasificación y la determinación del origen de las rocas metamórficas comunes y su determinación macroscópica. Para una más detallada descripción y mejor comprensión de las rocas metamórficas, se recomienda al lector la consulta de las secciones siguientes.

DESCRIPCION DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Al describir las rocas metamórficas, se pone énfasis en la composición de la roca original, en los agentes que promovieron su cambio metamórfico y una restauración de las condiciones geológicas que prevalecieron durante el metamorfismo. También se abarcan en la descripción algunas de las bien conocidas ocurrencias de las rocas metamórficas. No todas las rocas metamórficas pueden ser interpretadas con facilidad, por haber otras rocas similares resultantes de diferentes predecesoras o que representan diferentes procesos metamórficos. Otras rocas pueden estar tan profundamente metamorfoseadas que no conservan traza alguna de su carácter original.

Las composiciones químicas medias de las rocas metamórficas aparecen en las tablas 10-3, 10-4, 10-7 y 10-9. Los esquistos y los gneis son las rocas metamórficas más comunes y difundidas; sus composiciones minerales se dan en las tablas 10-6 y 10-8, respectivamente. Otras rocas, como la pizarra (slate), la filita y las argilitas, son de grano tan fino que resultan afaníticas. El mármol normal, la cuarcita y la anfíbolita, son rocas predominantemente monominerálicas. Las composiciones minerales de rocas tan raras como la granulita, la eclogita y la charnockita, se dan en la tabla 10-10.

En la tabla 10-2 se han ordenado tres grupos de rocas metamórficas con base en sus rasgos estructurales. Los términos mármol y cuarcita se refieren a la composición de las rocas carbonatadas y cuarzosas, respectivamente. La milonita y la ultramilonita son rocas que han sufrido fragmentación durante el metamorfismo cinético. La pizarra (slate) y el esquisto son rocas que se distinguen de las demás por su esquistosidad diferente. En las rocas ígneas hay muchos nombres compuestos, como granito de muscovita, diorita de hornblenda, gabro de olivino, etcétera. En las rocas sedimentarias no sólo hay nombres compuestos, sino también nombres que llevan como prefijo un adjetivo calificativo, como arenisca micácea ferruginosa, arena verde o arenisca glauconítica, etcétera. Estos métodos para denominar una roca se aplican también a las rocas metamórficas. El prefijo *meta-* se emplea para designar una roca levemente metamorfoseada en la cual todavía se reconoce su naturaleza original, como en la *metadiorita* y en el *metagabro*. De modo semejante, el prefijo *orto-* se refiere a las rocas metamórficas de origen ígneo, como los *ortoesquistos* y la *ortoanfíbolita*, mientras que el prefijo *para-* califica a las rocas metamórficas de origen sedimentario, como los *para-gneis*, los *paraesquistos* y las *paraanfíbolitas*. Los nombres compuestos son convenientes para referirse no sólo a la composición mineralógica,

TABLA 10-2
 TABLA PARA LA DETERMINACIÓN MACROSCÓPICA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

Trama (Estructura y textura) ordinaria		Composición mineralógica	
		Componentes principales	Asociados típicos
Cataclástica	Milonítica	Comúnmente cuarzo y feldespato	Casi cualesquiera granos y harina mineral, materia vítrea
	Flaser	Fragmentos de roca sin deformar, cualesquiera minerales	
	Augen (ojosa)	En forma de almendra u ojos de feldespato	Cuarzo, mica y muchos otros minerales
No exfoliada	Hornfelsica	Mica, granate, piroxeno, andalucita, cordierita	Cuarzo, feldespato, carbonato y muchos otros minerales
	Granoblástica	Granate, epidota, diópsida y silicatos de hierro, magnesio y calcio	Cuarzo, calcita y otros minerales
		Calcita o dolomita	Tremolita, diópsida, olivino, otros silicatos de calcio y magnesio
		Cuarzo	Granate, mica, sillimanita, casi cualesquiera minerales
	Firmemente endurecida, laminada	Cuarzo afanítico, feldespato, clorita y minerales arcillosos	
Exfoliada	Exfoliación perfecta, Crucero pizarroso	Cuarzo afanítico, micas, clorita y muchos otros minerales	
	Intermedia entre pizarra y esquistosa	Cuarzo de grano fino, micas y clorita	Cuarzo, sericita y muchos otros
	Esquistosa	Esquistos de grado bajo	
		Micas, clorita, cuarzo	Feldespato, turmalina, epidota, calcita
		Calcita, micas, cuarzo	Grafito, silicatos de calcio y magnesio
		Clorita, actinolita, epidota	Feldespato, carbonato, magnetita
		Talco	Carbonato, magnetita, otros silicatos de magnesio
		Glaucófana	Lawsonita, granate, rutilo, micas, cuarzo, calcita
		Esquistos de grado alto	
		Hornblenda, feldespato	Granate, cuarzo, biotita, magnetita
		Granate, micas, clorita	Feldespato, hornblenda, cuarzo, muchos otros
		Estaurolita, micas	Cianita, granate, cuarzo
		Sillimanita	Cuarzo, micas, granate
		Grafito, micas, cuarzo	Feldespato, clorita
		Cuarzo, feldespato	Micas, hornblenda, granate, turmalina
		Hornblenda, feldespato	Granate, micas, epidota
	Gnéisica, ojosa o glandular (augen) fajecada		
	Deficientemente exfoliada a lincal granoblástica	Cuarzo y feldespato o piroxeno y feldespato	Granate, cianita, piroxeno, turmalina
		Hiperstena, cuarzo, feldespato	Diópsida, hornblenda, granate
		Omfacita, granate	Cianita, rutilo
	Injectada con material granítico	Cuarzo, feldespato	Biotita, hornblenda

* El número se refiere a las rocas premetamórficas probables en función de la composición

TABLA 10-2
 (Continuación)

Roca metamórfica	Interpretación del origen	
	Clase de metamorfismo	Roca premetamórfica probable
Milonita	Dislocación o cinético	Casi cualquier clase de roca: 1, 2, 3, 4 y 5 *
Flasergranito Flasergabro Roca cataclástica		
Gneis augen (ojo-so o glandular)		
Hornfels	Contacto	Pizarra (shale), rocas tobáceas: 1, 4
Skarn		Calizas o dolomita: 3
Mármol	Contacto o regional	Areniscas, pedernal (chert): 2
Cuarcita		
Argilita	Regional	Pizarra (shale), argilita, piedra de lodo, rocas tobáceas y otras de grano fino: 1
Pizarra (slate)		
Filita		
Esquisto de mica	Regional	Pizarra (shale), piedra de lodo, arenisca impura, ígneas félsicas: 1, 2
Esquisto de cal		Rocas de carbonato arcillosas: 3
Esquisto verde		Rocas ígneas máficas: 4
Esquisto de talco		Rocas de peridotita y otras ricas en magnesio: 5
Esquisto de glaucófana		Basalto, rocas arcóscicas, grauwacka: 2, 4
Esquisto de hornblenda	Regional	Rocas ígneas máficas, sedimentos portadores de hierro y calcio: 3, 4
Esquisto de granate		Casi cualquier clase de roca: 1, 2, 3, 4 y 5
Esquisto de estaurolita		Sedimentos arcillosos: 1
Esquisto de sillimanita		Sedimentos carbonáceos: 1
Esquisto de grafito		Rocas ígneas máficas, sedimentos portadores de hierro y calcio: 3, 4
Gneis, gneis augen	Regional	Rocas ígneas félsicas, areniscas arcóscicas: 2
Anfibolita		Rocas ígneas máficas, sedimentos portadores de hierro y calcio: 3, 4
Granulita	Regional con magmatismo	Rocas ígneas, areniscas impuras: 2
Charnockita		Rocas ígneas félsicas a máficas: 2, 4
Eclogita		Rocas ígneas máficas: 4
Migmatita		Rocas ígneas félsicas mezcladas con sedimentos: 2

química; ver la figura 10-1 y la página 494.

sino también a la roca premetamórfica. Algunos ejemplos son el esquisto de biotita, el esquisto de clorita, el esquisto de cloritoide-muscovita-clorita-cuarzo, el gneis de granito, el gneis de muscovita porfiroblástica, el gneis de sienita, el gneis augen, el gneis de migmatita, etc.

La mayoría de las rocas anotadas en la tabla 10-2 pueden identificarse generalmente por determinación macroscópica. Pero por el concepto de las facies metamórficas se presupone que la composición mineralógica de una roca depende de las condiciones físicas prevaletientes y de la concentración de los componentes. Por lo tanto, es de esperar que los mismos minerales pueden formarse por cristalización primaria de los magmas, así como por la recrystalización metamórfica en el estado sólido. Las convergencias del desarrollo mineral magmático y metamórfico son comunes en muchos pares de rocas, como, por ejemplo, en el gabro y en el hornfels de piroxeno, en el gabro de hornblenda y en la anfíbolita y varios otros. Por esta razón, algunas rocas de la tabla 10-2, como la anfíbolita, la granulita, la charnockita, algunos gneis, la migmatita y la eclogita, pueden ser indistinguibles de las rocas ígneas de apariencia similar y sólo pueden clasificarse como rocas metamórficas cuando se conocen las relaciones de campo y se entiende su origen. Esta incertidumbre es común en la petrología, porque hay muchos lugares y circunstancias fisicoquímicas deducidas en las que se entremezclan los procesos metamórficos e ígneos a tal grado que no se justifica más la distinción de magmatismo y metamorfismo. Para comprender la petrogénesis de las rocas metamórficas y el metamorfismo en relación con el magma y la orogenia, se remite al lector al Capítulo 11. A continuación se presenta la descripción de los tipos principales de rocas metamórficas, para fines de determinación macroscópica.

ROCAS CATACLÁSTICAS Y AFINES

Las rocas metamórficas cataclásticas resultan de la deformación de las rocas por esfuerzos orogénicos o de otra índole que originan plegamiento, fallamiento, flujo o granulación. Los tipos de roca resultantes están relacionados por características de textura más bien que mineralógicas. La recrystalización es relativamente secundaria en importancia en las rocas cataclásticas deformadas.

Las etapas iniciales de la deformación son expresadas por la granulación de los granos de mineral. Con mucha frecuencia, las rupturas ocurren a lo largo de los contornos de los granos, formando cintas delgadas e hilillos de materiales granulados. Cuanto más intensa es la deformación, más extensas se vuelven tales cintas y lentes de materiales granulados. El movimiento intenso continuado bajo la acción de un

esfuerzo origina el desgaste progresivo de los granos de mineral y de las partículas de roca. Por conveniencia, las rocas cataclásticas se subdividen como sigue:

Brechas de rozamiento

Las brechas metamórficas o brechas de rozamiento se caracterizan por la presencia de unidades angulosas de tamaño variable, dispuestas en una matriz normalmente subordinada, constituida por granos de mineral y fragmentos de roca más pequeños. Muchas brechas metamórficas son de grano grueso. Para otras de tamaño más pequeño, que son poco notables en los ejemplares de mano, puede emplearse con propiedad el término "microbrecha". Muchos de los fragmentos de una brecha muestran fracturación interna, y algunos de los granos de mineral componentes pueden exhibir rotura por crucero y crucero de doblez o planos de gemelación. La brechación afecta a una amplia variedad de rocas, comprendiendo tipos tales como rocas ígneas plutónicas, mármoles, gneis y calizas. El término "protomilonita" se refiere a la brecha de trituración o conglomerado de partículas macroscópicas de forma de lentes con relictos (restos) de sus caracteres primarios. Algunas de las llamadas areniscas (*asperón*) *esquistosas* pueden ser areniscas micáceas brechadas. Los sedimentos arenáceos en el límite de las altiplanicies de Escocia muestran grados variables de transformación, desde el cataclástico hasta el grado superior, todos efectos metamórficos regionales.

Gneis augen y rocas afines

Los cristales grandes de feldespato son generalmente los más resistentes a la granulación y ocurren separados de cualesquiera otros, en una pasta de grano fino que ha sufrido cizalleo; estos granos de feldespato aislados y de forma de almendra se conocen como *augen* (ojos) y la roca como *gneis augen*. Algunos ojos de cristales sencillos de feldespato representan fenocristales de relictos desgastados. Los gneis augen son verdaderamente miloníticos cuando los augen han subsistido a la deformación cataclástica. Estos *gneis miloníticos* son intermedios en trama entre el esquisto y la milonita. En otras rocas llamadas *gneis protoclasticos*, la trama es gneisoide y de origen primario. Donde continúan los movimientos intrusivos después de haberse solidificado parcial o casi totalmente un plutón granítico, pueden llegar a fracturarse los granos y los contornos de los granos y los minerales máficos alinearse. Tales rocas se localizan en los bordes de las rocas intrusivas más bien que a lo largo de una falla o plano de cizalleo, y es probable

que se trate de un origen protoclástico. En algunos tipos, los augen u ojos no son unidades cristalizadas de una pieza, sino que son agregados de minerales formados en granos más gruesos que los de la misma especie que forman la matriz y representan lensoides de relicto parcialmente triturados y afectados por el cizalleo. Muchas rocas de grano grueso pueden exhibir tales texturas y se les denomina *granitos flaser*, *gabros flaser* y *conglomerados flaser* (al., flaser, rayadura).

Los ojos de los gneis augen son, en la mayoría de los casos, relictos de las estructuras originales de las rocas y pueden haber sido fragmentos de una brecha, guijas de un conglomerado, o fenocristales en una roca ígnea porfirítica; o bien se han formado por crecimiento en su lugar. Sin embargo, puede ser difícil distinguir, sin un extenso trabajo de campo, si los gneis augen son puramente miloníticos y protoclásticos.

Las rocas que han sido deformadas mecánicamente, pero sin llegar a la etapa extrema de la granulación típica de las milonitas, reciben colectivamente el nombre de *cataclasitas*. Las rocas *flaser* y algunos gneis augen son ejemplos excelentes. En estas rocas, las cintas granuladas serpentean alrededor y entre los ojos aerodinámicos de las rocas que las alojan. A medida que las rocas se vuelven más intensamente granuladas, los ojos de relicto se vuelven más pequeños y escasos, y las rocas pasan de gneis augen miloníticos a milonita. Las *cataclasitas* son entonces en realidad intermedias entre el gneis augen y la milonita.

Milonitas y rocas afines

Las milonitas (gr. *myle*, molino) se han formado por molienda y pulverización intensas de las rocas a lo largo de las zonas de falla principales y bajo presión fuerte dirigida. Químicamente son rocas estables que han sido molidas por deformación sin recristalización apreciable. En su mayor parte son de grano fino y parecidas al pedernal (flint), aunque contienen algunas lentes dispersas de roca matriz no triturada alineadas con la estructura de corriente o laminada en la dirección del movimiento. A pesar de su condición pulverizada, las milonitas son compactas, duras y aun pedernalosas. La mayoría de las milonitas son laminadas y tienen fajas individuales marcadas por diferencias de color, granularidad y composición. En las milonitas de la zona fallada de San Andrés, en California, se observa cada etapa de demolición de las rocas originales de grano grueso, a una pasta ultramicroscópica. La *ultramilonita* representa un producto extremo de molienda y pulverización; es un material obscuro, vítreo, que forma lentes desunidas en algo de milonita. Ejemplos clásicos de ultramilonita son los que se encuentran en el Estado Libre de Orange, de Africa del sur, y en las islas de las

Hébridas Exteriores. Los gneis de Madrás, de la India, están intensamente cruzados por vetillas de roca ultramilonítica.

Muchas rocas que muestran milonización son relativamente inactivas químicamente, como los granitos, los gneis cuarzofeldespáticos, las areniscas y las cuarcitas. Hay milonitas de composición bastante diferente, como los gabros y las peridotitas. De especial interés es la *dunita-milonita*. Esta consta esencialmente de olivino; la roca es fuertemente granulada y laminada, y bordea y cruza a los grandes cinturones de intrusiones de peridotita de las zonas de perturbación de la corteza.

El término *filonita* es una contracción de filita y milonita. Las filonitas son rocas de grano fino, sumamente exfoliadas, cuya fina textura resulta de la brechación de las rocas de grano más grueso y cuya exfoliación en la mayoría de los casos es debida a la muy pequeña separación de los planos de cizalleo. Muchas rocas cuarzofeldespáticas pueden ser de grano fino y filíticas. El tamaño del grano y la formación de sericita están relacionados con la deformación. Las zonas filíticas exhiben mucha sericita dentro de la plagioclasa plegada y quebrada. En algunos casos, la plagioclasa puede estar totalmente ausente, y la roca es filonita con granos angulares de feldespato y cuarzo de relicto. Nueva trituración y fracturamiento por cizalleo dejan pocas trazas de los granos minerales originales, y la roca finamente pulverizada es una milonita.

Las filonitas se parecen a las filitas y contienen minerales de bajo grado metamórfico, como clorita, sericita, grafito y cuarzo. Muchas filonitas son productos de metamorfismo retrogresivo con granos de relicto de minerales de grado más alto, incluyendo el granate, la estauroilita, la cianita, la andalucita y la biotita.

HORNFELSES Y PIZARRAS DURAS MANCHADAS

Definición y estructura

Los *hornfels* (al., *hornfels*, roca de cuerno) se forman por metamorfismo de contacto de rocas arcillosas o semejantes. Comúnmente ocurren en las aureolas de contacto que rodean a los cuerpos de rocas plutónicas y pasan en forma gradual periféricamente a rocas menos alteradas conocidas como hornfelses manchados o pizarra (slate) de composición química similar.

La mayoría de los hornfelses consisten en un mosaico de granos de mineral sin orientación y su textura se denomina *hornfelsica*. Los hornfelses son de tono claro a oscuro, de grano fino, por lo general rocas masivas, compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos, biotita, mus-

covita, piroxenos, granate y calcita. Los minerales como la andalucita, la cordierita, el granate y la vesubianita, formados por metamorfismo de contacto, ocurren comúnmente como grandes porfiroblastos con abundancia de pequeñas inclusiones. Muchos hornfelses, especialmente los de derivación pelítica, se caracterizan, por tanto, por una combinación de trama porfiroblástica y granoblástica. La matriz está formada de ordinario por feldespato de grano fino, cuarzo, micas, magnetita y grafito. En los tipos de grado inferior son comunes las texturas de relicto. Pueden quedar granos de cuarzo claros y más grandes de derivación clástica. También puede haber planos de estratificación de rocas sedimentarias. Los restos de estructuras porfírica y amigdaloides se distinguen fácilmente en las tramas de muchos hornfelses de origen volcánico. En los hornfelses están representadas dos facies: primero, la facies de los hornfelses de hornblenda, y segundo, la facies de los hornfelses de piroxeno de más alta temperatura.

Variedades

A continuación se da la descripción de los hornfelses con base en su composición premetamórfica.

Los *hornfelses pelíticos* son rocas oscuras, masivas y de grano fino, formadas por andalucita o cordierita, o ambas. Son derivados de sedimentos arcillosos o pelíticos. La cordierita forma comúnmente porfiroblastos por lo general de bordes desgarrados. Las inclusiones son tan abundantes en algunos, que la cordierita forma sólo una esponja irregular. Puede notarse un tinte azulado, y la gemelación por sectores es común. La andalucita forma también grandes porfiroblastos salpicados con inclusiones de cuarzo, biotita y grafito, o bien aparece como la variedad chistolita (jamesonita), con secciones transversales rómbicas y con dibujos cruciformes oscuros que resultan de la concentración de los polvos grafiticos presentes en forma de inclusiones, y concentrados simétricamente a lo largo de los bordes, los centros y las direcciones axiales del porfiroblasto en crecimiento.

El granate, la muscovita y la biotita pueden también aparecer como porfiroblastos, pero generalmente las micas, el feldespato, el cuarzo y los minerales accesorios forman una especie de pequeños granos anhedrales de matriz con poca o ninguna orientación de preferencia. En algunos casos, el granate aparece en grupos de pequeños cristales redondeados, y las micas forman grupos de forma ovoide. La muscovita indica metamorfismo de grado un tanto más bajo, mientras que la sillimanita parece desarrollarse solamente en el ambiente de máxima intensidad cercano al batolito. En algunos casos, el material introducido está repre-

sentado por turmalina y algo de feldespato. Los minerales secundarios comunes son la clorita y la sericita después de la cordierita; la sericita después de la andalucita; el caolín y la sericita después del feldespato, y la clorita y la magnetita después de la biotita.

Para la descripción más amplia de los hornfelses pelíticos en relación con la regla de las fases mineralógica, se remite al lector al Capítulo 11.

Los *hornfelses arenáceos* se derivan de la arenisca feldespática, arcosas y rocas volcánicas silíceas, como la riolita y la dacita, y constan esencialmente de un mosaico granoblástico de cuarzo, biotita, muscovita y feldespatos. Las rocas son generalmente de color claro, de grano fino y no exfoliadas. Las areniscas son convertidas en cuarcitas.

Los *hornfelses de silicatos cálcicos* son rocas de color claro, y su textura se caracteriza por una combinación de trama granoblástica y porfiroblástica. Los clasificados más apropiadamente como hornfelses son derivados de caliza o dolomita arcillosa. La composición mineralógica es comúnmente tan variable que refleja diferencias en la composición inicial de las capas sedimentarias calcáreas. Las calizas son transformadas en mármoles.

Los hornfelses de silicatos cálcicos están compuestos esencialmente de silicatos portadores de cal, como la plagioclase cálcica, calcita, vesubianita, wollastonita, escapolita y minerales del grupo de la epidota. Los piroxenos comunes son la hiperstena, la diópsida y la hedenbergita. Los granates pertenecen a la serie de la andradita-grosularita. Se encuentran en pequeñas cantidades cuarzo, grafito y flogopita.

El metamorfismo de contacto a alta temperatura del basalto y la andesita produce *hornfelses máficos* densos y de color oscuro. Las rocas son agregados granoblásticos de plagioclase cálcica, hiperstena, diópsida, y en algunas variedades olivino, biotita u hornblenda.

Las *pizarras (slates) manchadas* y los *hornfelses manchados* son los equivalentes químicos de los hornfelses, pero aparecen en las partes externas de las aureolas producidas en las pizarras (slates), filitas y hornfelses. Los productos típicos del metamorfismo de contacto son exfoliados más bien que hornfésicos, porque a baja temperatura se conserva la exfoliación de la roca madre. En los sedimentos pelíticos, los minerales normales son el cuarzo, la plagioclase, la muscovita y la biotita. Aunque no hay orientación regular alguna, las láminas gruesas de mica dan a la roca una apariencia manchada. La cordierita o la andalucita, o ambas, forman porfiroblastos distintos y pueden dar también una apariencia manchada a las rocas a temperatura más alta. En las partes más externas de las aureolas, las manchas de las rocas de grado más bajo son masas de diminutas hojuelas de grafito o grupos de pe-

queñísimos granos de magnetita. La matriz de las rocas manchadas está formada por micas con orientación subparalela, cuarzo y feldespato, y puede "fluir alrededor" de grandes porfiroblastos. Localmente pueden presentar venillas de cuarzo.

Los hornfels ocurren ordinariamente en las aureolas de contacto que rodean a los cuerpos de rocas plutónicas, especialmente granitos, granodioritas y dioritas de cuarzo. Los grandes batolitos graníticos, como el de la Sierra Nevada, encierran también colgantes del techo compuestos de hornfels y pueden ser de varios kilómetros cuadrados de extensión. Los hornfels son bien conocidos en las White Mountains, de New Hampshire. Las localidades clásicas europeas de hornfels están cerca de Steige, Alsacia Baja, y el distrito de Oslo, en Noruega.

CUARCITAS Y ROCAS AFINES

Definición, composición y variedades

El término "cuarcita" significa una roca monomineralica formada esencialmente por granos de cuarzo entrelazados que han perdido casi toda traza de su origen clástico. Durante el metamorfismo, el intenso calor y la intensa presión pueden deformar y comprimir de tal manera los granos de cuarzo que originen contornos saturados entre los granos. Las rocas representan un mosaico de ajuste perfecto que se rompe con tanta facilidad por los granos como por el material cementante. En ciertos casos, la roca se convierte en una masa densa, pedernalosa, que da origen a la cuarcita vítrea. Esta no exhibe traza alguna de los granos originales y se rompe con fractura concoidea. La cuarcita pura es blanca; el color de las variedades impuras refleja la clase y cantidad de material extraño, especialmente de óxido de hierro.

La mayoría de las cuarcitas contienen algunos granos de feldespato, magnetita y unas cuantas hojuelas de mica y clorita. Los minerales de arcilla de las rocas madres pueden ser cambiados en agujas de sillimanita. Pueden introducirse feldespato y granate agregados metasomáticamente durante el metamorfismo. Otros minerales secundarios son la apatita, el zircón, la microclina, la epidota, la esfena y la hornblenda.

Las variedades de la cuarcita pueden distinguirse sobre la base de sus minerales prominentes característicos, como *cuarcita micácea*, *cuarcita feldespática*, *cuarcita clorítica*, *cuarcita granatífera*, *cuarcita ferruginosa* y *cuarcita aluminosa*, conteniendo esta última aluminosilicatos como la andalucita, cianita, sillimanita, corindón, etc. La *itacolumita* es una clase especial de cuarcita micácea de bajo grado que es flexible en las delgadas. Las localidades de ocurrencia incluyen el área tipo

de la montaña Itacolumi, Minas Gerais, Brasil; los montes Urales, de Rusia, y las montañas Sauratown, de Carolina del Norte. La denominación de las cuarcitas puede basarse también en sus rasgos estructurales, como *cuarcita bandeada*, *cuarcita de mantos delgados*, *cuarcita de estratificación cruzada*, etc. También son útiles los nombres compuestos, como *cuarcita ferruginosa de mantos gruesos*, *cuarcita micácea laminada*, etc.

Origen y ocurrencia

Las cuarcitas formadas por metamorfismo de contacto o regional pueden representar: 1) rocas arenáceas como las areniscas, las areniscas feldespáticas, las areniscas arcillosas, la arenisca calcárea; 2) pedernales (cherts) recrystalizados, y 3) segregaciones de fluidos pegmatíticos, como vetas de cuarzo y pegmatitas ricas en cuarzo.

Por la introducción progresiva del feldespato, o feldespatización, la cuarcita puede pasar gradualmente a gneis granítico. El esquisto cuarzoso es predominantemente roca cuarcítica con suficientes micas en alineamiento paralelo para producir la trama esquistosa. Este puede pasar a su vez, en forma gradual, a esquisto normal.

La cuarcita puede ser bandeada, de estratos delgados o gruesos, o laminada; la cuarcita pura u ortocuarcita es sumamente resistente al intemperismo. La cuarcita micácea de laminación muy fina, puede pasar gradualmente a las variedades de grano grueso, de estratificación gruesa y conglomerática. La estratificación primaria, la estratificación cruzada y la laminación son conservadas comúnmente en la cuarcita; otras cuarcitas son fosilíferas, como la cuarcita Antietam de las montañas Catoctin de Maryland y Virginia. Todas estas peculiaridades indican que las cuarcitas se forman a partir de areniscas y sedimentos afines. En muchos terrenos metamórficos se encuentran lentes de cuarzo completamente recrystalizado en gneis, esquisto o granulita. Las cuarcitas de este tipo son altamente densas y vítreas, y se derivan por metamorfismo de vetas de cuarzo y pegmatita de origen ígneo.

En donde los estudios de campo no permiten determinar el origen, la naturaleza de los residuos pesados de estas rocas es de valor. Las investigaciones recientes practicadas sobre los zircons por Poldervaart y otros indican que las lentes de cuarcita de derivación pegmatítica contienen unos cuantos zircons euhedrales o redondeados. Los pedernales (cherts) no tienen zircons. Las areniscas tienen nódulos ricos en zircón, en los cuales la mayoría de los granos son bien redondeados. En consecuencia, la cantidad de residuo pesado y la forma del zircón obtenidos ayudarán en general a determinar el origen de las lentes y mantos de cuarcita.

Algunas cuarcitas bastante conocidas son la de Baraboo de edad precámbrica en Wisconsin, la cuarcita Ortega del norte de Nuevo México y la cuarcita Sioux del noroeste de Iowa y adyacente Dakota del Sur. Un ejemplo excelente de cuarcita conglomerática con guijas alargadas se presenta en el distrito Littleton-Moosilauke, de New Hampshire. Las cuarcitas de fuchsite de las montañas Medicine Bow, de Wyoming, son notables por la ocurrencia de muscovita cromífera de color verde esmeralda pálido a intenso.

MÁRMOLES Y ROCAS AFINES

Los mármoles son rocas carbonatadas visiblemente recrystalizadas. Aunque con frecuencia se las llama "mármol", este término en la práctica comercial se refiere a cualquier roca de dureza semejante que pueda ser pulida para fines decorativos, y por lo tanto no está restringido a la roca metamórfica. No obstante, ha persistido el empleo del término "mármol", y probablemente continuará usándose para una roca carbonatada metamorfoseada.

Los mármoles constan predominantemente de calcita o de calcita y dolomita. Aquí se incluyen sólo los equivalentes visiblemente recrystalizados de las rocas sedimentarias más puras CaCO_3 y $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, aunque pueden estar presentes otros silicatos de Ca, Mg, o Ca y Mg, en cantidades menores. Si estos silicatos son elementos constitutivos esenciales, se vuelven factores importantes en la conformación de la textura y de la composición mineral de las rocas, y a éstas se las describe como de silicatos cálcicos.

Mármoles

Los mármoles y los mármoles *dolomíticos* se forman ya sea por contacto o por metamorfismo regional de las rocas carbonatadas. La presencia de tremolita, forsterita, diópsida, periclase y wollastonita indica generalmente creciente temperatura de formación. El mármol que contiene estos minerales pertenece a la facies de los hornfels de piroxeno.

Aunque los mármoles están compuestos principalmente por minerales carbonatados, siempre están presentes como accesorios otros silicatos secundarios y variables. La naturaleza de los constitutivos accesorios depende en grado considerable de las variaciones en las proporciones de los materiales calcáreos, arenáceos y arcillosos y de la presencia o ausencia de sustancias volátiles, como PO_4 , Cl, F, B, S, etc. Aquí se menciona brevemente el carácter mineralógico de los mármoles. En la caliza magnesiana ocurre un gran desarrollo del olivino magnesiano (forsterita), de la condrodita, la flogopita, la tremolita, la brucita, la

espinela y la periclase, mientras que en la caliza arenácea son comunes los silicatos de cal-alúmina y de cal-férricos, como la anortita, los granates (grosularita y andradita), la wollastonita, la diópsida, la vesubianita y la escapolita. Las contribuciones de las fuentes magmáticas son indicadas por una abundancia de minerales de hierro, especialmente magnetita, hematita y andradita; de minerales sulfuros, como la pirita, la pirrotita y la pirolusita; y por la ocurrencia de minerales que contienen boro, fósforo, cloro y flúor; por ejemplo: apatita, axinita, turmalina, condrodita, vesubianita y escapolita.

El mármol de dolomita no puede distinguirse de los mármoles de calcita, porque pocos criterios pueden usarse inequívocamente para distinguir la dolomita de la calcita. Los mármoles de calcita tienden a formar un entrelazamiento a un agregado complejamente suturado; los de dolomita tienden a ser menos entrelazantes, pero no invariablemente lo son. En la calcita, las láminas de macla bisectan al ángulo agudo de los cruceros, pero en la dolomita bisectan al ángulo obtuso. En ejemplares de mano aserrados, puede emplearse con utilidad un método de coloración, particularmente con $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$. Al hervir durante unos cuantos minutos con calcita pulverizada, una breve efervescencia es seguida por una coloración verde de las partículas. La dolomita tratada en forma semejante no sufre ningún cambio.

Las tramas de los mármoles varían considerablemente. En algunos, los granos de carbonato son desde finamente sacaroides hasta extremadamente gruesos. Las variedades heterogranulares contienen xenoblastos gruesos e irregulares de calcita esparcidos en un mosaico de calcita de grano mucho más fino. En las variedades de grano grueso, es bastante clara la estructura poikiloblástica. Los granates idioblásticos están salpicados de diópsida y calcita. Los pseudomorfos de la calcita después del granate son bien conocidos. Los granos de diópsida verde encerrados en calcita tienen forma de gotas y son bastante brillantes. Los porfiroblastos de tremolita, olivino, granate, wollastonita, flogopita y turmalina, pueden ser notables.

Con mucha frecuencia, los mármoles están bandeados, ya sea con capas alternadas de grano grueso y de grano fino, o con algunas capas más ricas en diversos minerales accesorios. Pueden tener silicatos u otros accesorios concentrados en venillas o bandas delgadas o en agregados granulares a radiales. Los silicatos lamelares y de forma de aguja, lo mismo que la dirección de los cristales de calcita, pueden exhibir una orientación preferente en grados variables en los mármoles regionales, pero aparecen dispuestos al azar en las variedades de contacto. Los colores son también variables, dependiendo de la clase de materiales asociados con las rocas iniciales. Las sustancias carbonáceas y orgánicas

dan origen a rocas grises o negras; los compuestos de hierro imparten hermosas coloraciones de verde, rojo, café o abigarrado y sombras veteadas o flameadas, pero los mármoles dolomíticos o el mármol de calcio puro pueden ser blancos como la nieve.

Por hidratación del olivino magnesianio (forsterita), se forma la serpentina de diversos colores, de la cual resulta la formación de *mármoles de serpentina* u *oficalcita*, hermosamente coloreados. La serpentina de fibra cruzada, como el crisotilo, puede formar una red de venillas que crucen a los agregados de calcita. Es común encontrar en la oficalcita grandes granos xenoblásticos de calcita engastados en una matriz de pseudomorfos de la serpentina después de la forsterita. Otras oficalcitas contienen notables y numerosas capas concéntricas delgadas de serpentina y calcita alternadas. La oficalcita veteada y manchada con serpentina verde y flogopita de color cobrizo es probablemente el "verd antique" de los antiguos.

Skarns

Skarn es una palabra escandinava que significa "desecho o escombro". Originalmente fue usada por los mineros para referirse a las masas de silicato de hierro de grano grueso que se presentan como zonas bien definidas en la junta entre los mármoles y las rocas plutónicas. En la actualidad su aplicación se extiende a las zonas de silicatos de cal en general.

Los skarns son rocas de silicatos de cal muy ricas en silicatos de hierro y formadas en condiciones pirometasomáticas. Sus tramas varían considerablemente, desde la granoblástica hasta la porfiroblástica. Las rocas tienden a ser mineralógicamente simples o aun monominerálicas. Entre las rocas monominerálicas más comunes están las que constan esencialmente de hedenbergita, de actinolita, de grosularita, de diópsida y de wollastonita. Los silicatos comunes que forman la masa de algunos de los skarns son la forsterita, la tremolita, la grosularita, la andradita, la epidota, la wollastonita, la esfena y la vesubianita. La calcita puede formar gran parte de la roca o puede estar totalmente ausente. Menos comunes son los feldespatos de potasio, la biotita, la rodonita, la condrodita, la escapolita, la axinita, el grafito, la rodocrosita, la hematita y la apatita. Por la mineralogía de los skarns, es evidente que durante el pirometasomatismo de las rocas calcáreas iniciales han sido introducidas grandes cantidades de Fe, Mg, Al, Si, y sustancias volátiles. El metamorfismo de alto grado de las rocas calcáreas es señalado por la wollastonita, la monticellita y algunos minerales raros, como la larnita o la merwinita.

Tactitas

El término "tactita" se aplica a una roca compuesta por mineral comercial y silicatos y formada por metamorfismo térmico de rocas carbonatadas. Entre los minerales comerciales más comunes están la esfalerita, la galena, la scheelita, la molibdenita, la bornita, la pirita, la pirrotita, la calcopirita y la magnetita.

Muchas de las tactitas monominerálicas o poliminerálicas tienden a ser xenoblásticas y de grano grueso. Si están presentes minerales prismáticos o lamelares, la trama puede ser toscamente exfoliada. Son comunes los hilillos, vetillas y segregaciones irregulares. En las variedades mineralógicamente complejas, diversos minerales, como la turmalina, la grosularita, la zoisita, la condrodita, la vesubianita y la forsterita, pueden formar porfiroblastos, algunos poikiloblásticos. En donde ocurren sulfuros minerales en abundancia, una relación de veteado y reemplazamiento hacia los silicatos de primera formación puede ser evidente.

Ocurrencia del mármol y rocas afines

Excelentes ejemplos de mármol son los de la serie Grenville de edad precámbrica en el noreste del estado de Nueva York, y los de la serie de Cherry Creek, del suroeste de Montana. En Tate, Georgia, se explotan mármoles de edad cámbrica (?), y en Rutland occidental, Vermont, mármoles de edad ordoviciana. El mármol de calcita de Yule Creek, en Colorado, ha sido completamente investigado. Una muy conocida oficalcita de edad precámbrica ocurre en el condado de Essex, en Nueva York. Los mármoles italianos son famosos por su pureza, mientras que los orientales, como los de las provincias de Yunnan y Kwantung, de China, son abigarrados. Se encuentran skarns en Marble y Breckenridge, Colorado. En los Estados Unidos occidentales, como en Bishop, California, Deer Lodge, Montana, y Humboldt Range, Nevada, se encuentran muchos ejemplos de tactita genéticamente asociada con depósitos minerales comerciales pirometasomáticos de zinc, cobre, tungsteno (wolframio) y hierro.

ARGILITAS, PIZARRAS (SLATE) Y FILITAS

Estas rocas de grano fino y de carácter metamórfico de bajo grado se caracterizan en forma típica por su bien desarrollada exfoliación debida al paralelismo de los minerales micáceos. Pertenecen a la facies del esquisto verde. A causa de la textura más gruesa de las micas, las filitas difieren de las pizarras (slate) en el lustre sedoso del plano de

exfoliación. En muchas argilitas y filitas, la exfoliación o crucero (clivaje) es paralela a la estratificación original. En las pizarras (slate) típicas y en algunas filitas, el crucero atraviesa la estratificación. En algunas pizarras (slate) y filitas se ha sobrepuesto el metamorfismo térmico al metamorfismo regional de carácter más general, de modo que pueden formarse porfiroblastos de cordierita, andalucita y clorita.

TABLA 10-3
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ARGILITAS, PIZARRAS (SLATE) Y FILITAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	60.8	64.9	60.4	61.8	60.0	64.0
TiO ₂	0.6	0.9	0.8	0.7	1.1	—
Al ₂ O ₃	16.7	17.3	18.5	19.1	20.7	20.2
Fe ₂ O ₃	1.4	2.9	4.1	3.3	3.0	—
FeO	5.8	3.8	6.7	5.4	4.8	7.0
MnO	0.1	—	0.1	0.2	0.1	—
MgO	3.8	3.1	2.7	2.9	2.9	2.2
CaO	0.8	1.1	1.1	1.0	1.2	0.4
Na ₂ O	4.3	2.7	1.3	1.7	2.0	1.5
K ₂ O	2.1	3.3	4.1	3.8	4.0	4.7
P ₂ O ₅	—	—	0.2	0.1	0.2	—
Otros	3.8	—	—	—	—	—
Total	100.2	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

^a Promedio de 3 argilitas precámbricas de la Serie Cobalto, Ontario, Canadá; F. J. Pettijohn y H. Bastron, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 595, 1959.

^b Promedio de 22 pizarras (slate); F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.*, 774, pág. 631, 1924.

^c Promedio de 33 pizarras (slate) precámbricas; R. H. Nanz, Jr., *J. Geol.*, vol. 61, pág. 57, 1955.

^d Promedio de 61 pizarras (slate); E. Poldervaart, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, pág. 136, 1955.

^e Promedio de 50 filitas; E. Poldervaart, *ibid.*

^f Promedio de 29 filitas, Noruega; modificado de V. M. Goldschmidt, *Fortschr. Mineral. Krist. Petrog.*, vol. 17, pág. 130, 1933.

toide. En la tabla 10-3 se indica la composición química de las argilitas, las pizarras (slate) y las filitas.

Aunque el grado de recristalización, el tamaño del grano y el lustre aumentan de la argilita, pizarra (slate) a la filita, no siempre es posible distinguir estas rocas en los ejemplares de mano. Es necesario hacer estudios de campo para su confirmación.

Argilitas

El término *argilita* es de significado incierto. Algunos petrólogos prefieren considerar a las argilitas como rocas sedimentarias, aunque la

mayoría de ellas están firmemente endurecidas y muestran alguna recristalización. En pocas palabras, parecen ser rocas arcillosas metamorfoseadas de bajo grado, como las pizarras (shale), las rocas de lodo y las rocas de arcilla. Las argilitas son rocas masivas de grano fino, por lo general laminadas en capas delgadas y uniformes, que contienen feldespato, cuarzo, clorita y algunos minerales arcillosos. Las laminaciones están compuestas principalmente por fragmentos angulares de minerales de color claro del tamaño del fango además de clorita intersticial en estratificaciones alternadas con capas de detritos más finos de composición semejante pero mucho más ricos en clorita. En algunos casos, la laminación es probablemente de carácter estacional o varvada, con capas de invierno oscuras y fangos de verano gruesos. La sublamina secundaria registra avenidas o crecientes subestacionales. Pueden estar presentes granos de arena y fragmentos de roca arrastrados por el hielo. Las argilitas de esta clase están íntimamente asociadas con las tillitas.

Ejemplos de argilitas ocurren en las rocas del Precámbrico Superior, en el noroeste de Montana y en las rocas del Huroniano Superior, en Ontario, Canadá. Muchas de las argilitas canadienses son varvadas. Las argilitas asociadas con grava, arena y fango, débilmente metamorfoseadas, ocurren en formaciones de edad Arcaica en la región Tampere, de Finlandia.

Pizarras (slate)

Las pizarras (slate) son rocas metamórficas de grano fino a afanítico, con esquistosidad planar muy desarrollada pero sin fajeado de segregación. La roca se parte según superficies planas, de separación pequeña, paralelas y relativamente lisas. Excepto por unos cuantos porfiroblastos, sus componentes minerales son demasiado pequeños para permitir la determinación macroscópica. Aun bajo el microscopio y con la máxima ampliación, generalmente queda una fracción sin resolver. Para estos materiales de matriz puede requerirse la identificación a los rayos X.

Los componentes minerales principales de la fracción más gruesa son el cuarzo, el feldespato, la clorita, la sericita, la biotita, la magnetita, la hematita, la piritita, la calcita, la dolomita y materiales orgánicos. Se ha demostrado, por medio de los rayos X, que la matriz criptocristalina está formada principalmente por minerales del tipo de la clorita y de la arcilla de illita, aunque también ocurre en algunas pizarras la caolinita.

La textura es de grano fino a criptocristalina, con un grado de orientación regular, tanto de los minerales más gruesos como de los más finos, los cuales se presentan en ocasiones en lentes e hilillos diminutos. Muy característica de la pizarra (slate) es su perfecta fisilidad o hen-

dibilidad impartida por la orientación dominante de los minerales en hojuelas. El crucero pizarreño, que es el resultado de la orientación mineral, puede cortar la estratificación residual (relict) a diversos ángulos. Puede haber alineación, y ésta puede ocurrir como ligeros plegamientos visibles sobre los planos de exfoliación o en la intersección entre las estructuras planares, como la exfoliación y estratificación de relict. Las pizarras son de color abigarrado. Muchas pizarras de color púrpura o rojizo tienen manchas verdes de contorno circular, elipsoidal o irregular, cuyo tamaño varía desde unos cuantos milímetros hasta varios centímetros de diámetro. El color se debe principalmente a la presencia o ausencia de óxido de hierro, en especial hematita.

Las pizarras (slate) se forman por metamorfismo regional de bajo grado de las pizarras (shale), rocas de lodo, rocas de arcilla y muy raras veces de rocas tobáceas. La textura de grano fino es, en gran parte, heredada; la recrystalización es de poca importancia durante el metamorfismo. Las pizarras (slate) están representadas en la facies del esquisto verde de la zona de clorita del metamorfismo regional.

Algunas pizarras (slate) muy conocidas ocurren en la formación precámbrica de la parte superior de la península de Michigan; en la formación Mettawee de edad cámbrica, en el estado de Nueva York, y en la formación Martinsburg de edad ordoviciana, en Pensilvania. En la parte oriental de California, las pizarras (slate) de Mariposa y las rocas volcánicas interestratificadas han alcanzado un espesor de 3,000 m.

Filitas

Bajo el efecto del metamorfismo de grado más alto, ocasionado por un aumento de temperatura o una mayor actividad de los fluidos de percolación, las pizarras (slate) pasan a *filitas*. Estas son rocas micáceas de grano fino, ocasionalmente con capas de segregación. Los minerales como las micas y la clorita son perceptibles, y les imparten un lustre satinado a las superficies de esquistosidad. En tamaño de grano y mineralogía, las filitas se consideran situadas entre las pizarras (slate) y los esquistos, sin que los separen límites definidos. En realidad, muchos esquistos de sericita son filitas; es característico de éstas un alto grado de orientación de sus minerales. El cuarzo está en granos alargados o en lentes e hilillos segregados, angostos, y la sericita y la clorita en hojuelas paralelas. Puede haber cortes y plegamientos irregulares marcados por segregaciones de cuarzo grueso o de sericita y clorita, así como también venillas de estos minerales que crucen a las rocas.

Las filitas contienen principalmente sericita o muscovita de grano fino, clorita, cuarzo y, como accesorios menores, magnetita, hematita,

grafito, pirita y turmalina. Algunos tipos son calcáreos, con calcita y epidota visibles. Las filitas caen en tres tipos mineralógicos, a saber: *filitas de sericita*, *filitas de clorita* y *filitas de sericita-clorita*. Ocasionalmente, las filitas contienen biotita de grano fino en relativa abundancia en capas y aun porfiroblastos dispersos de pirita y granate. Normalmente no contienen minerales arcillosos; la mica de las filitas es una verdadera muscovita.

Las filitas se forman por metamorfismo regional de bajo grado de rocas arcillosas, pero pueden proceder de tobas y sedimentos tobáceos, como las filitas de las montañas Catocin, de Maryland y Virginia. Las filitas están comprendidas en la zona de la clorita del metamorfismo regional y se forman bajo el ambiente metamórfico de la facies del esquisto verde.

Algunas filitas representativas se presentan en la sección tipo de la serie Cherry Creek, al sur de Ennis, Montana; en el condado Dutchess, al sureste de Nueva York; cerca de Waynesboro, Pensilvania, y en la formación Alamoore de las lomas del pie de la Sierra del Diablo, del noroeste de Texas. Todas son de edad precámbrica.

ESQUISTOS Y ROCAS AFINES

El término "esquisto" significa esquistosidad o exfoliación. La esquistosidad notable de todos los esquistos se atribuye a la orientación de sus minerales. La alternación de cintas micáceas y cuarzofeldespáticas formando capas de segregación generalmente está bien desarrollada, y los minerales componentes principales son lo bastante gruesos para permitir la determinación macroscópica en un ejemplar de mano.

Los esquistos ocurren en una gran variedad. Mineralógicamente pueden ser mono- o poliminerálicos. Entre los esquistos monominerálicos más comunes están los formados esencialmente de clorita, de actinolita, de hornblenda, de muscovita y de talco. La mayoría de los esquistos constan por lo menos de dos o más minerales, como el esquisto de calcita-sericita, el esquisto de calcita-sericita-albita, el esquisto de muscovita-cloritoide-granate y el esquisto de sillimanita-granate-cuarzo-feldespato. Por lo que respecta a su textura, los esquistos varían considerablemente. Algunos son estrictamente esquistosos, como el esquisto de biotita y el de actinolita. Otros exhiben una buena alineación, como el esquisto de hornblenda y el de turmalina. Otros aún, son notablemente porfiroblásticos, y contienen granate, estaurolita, cianita y feldespato de potasio, como porfiroblastos.

La tabla 10-4 muestra la composición química de los esquistos, mientras que la tabla 10-5 indica la composición mineralógica de algunos

de los esquistos que han sido completamente investigados. Por conveniencia, se describen en seguida los esquistos tomando como base su grado de metamorfismo.

1. Esquistos de bajo grado

Los esquistos de bajo grado se caracterizan por la presencia de minerales de baja temperatura, tales como la albita, la muscovita, la clorita,

TABLA 10-4
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS ESQUISTOS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	67.5	68.6	68.1	64.6	64.3
TiO ₂	0.6	0.3	—	—	1.0
Al ₂ O ₃	17.9	16.5	15.3	19.2	17.5
Fe ₂ O ₃	2.0	—	—	2.7	2.1
FeO	3.4	3.6	6.8	3.4	4.6
MnO	—	—	—	—	0.1
MgO	2.0	1.8	3.4	2.7	2.7
CaO	1.3	2.5	1.3	1.6	1.9
Na ₂ O	1.8	2.7	1.3	1.6	1.9
K ₂ O	3.4	3.8	3.8	4.2	3.7
P ₂ O ₅	0.1	0.1	—	—	0.2
Total	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0

^a Promedio de 5 esquistos de mica; F. W. Clarke, *U.S. Geol. Survey Bull.* 774, pág. 681, 1924.

^b Promedio de esquistos de mica, Finlandia; J. J. Sederholm, *Bull. Comm. géol. Finlande*, vol. 12, N° 70, pág. 4, 1925.

^c Promedio de 53 esquistos de mica, Noruega; modificado de V. M. Goldschmidt, *Fortschr. Mineral. Krist. Petrog.*, vol. 17, pág. 130, 1933.

^d Promedio de 37 esquistos de mica; P. Lapadu-Hargues, *Bull. soc. géol. France*, 5ª serie, vol. 15, págs. 265-7, 1945.

^e Promedio de 103 esquistos de mica; E. Poldervaart, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, pág. 136, 1955.

la actinolita y el talco. Son productos de metamorfismo regional o de metamorfismo de dislocación de carácter local y de emplazamiento profundo. Su trama exfoliada atestigua el importante papel que desempeñó la deformación durante el metamorfismo. Excepto para el esquistos de glaucófano, todos los esquistos de bajo grado que se describen en esta sección pertenecen a la facies del esquistos verde. Los esquistos de metamorfismo de bajo grado están limitados principalmente a las zonas externa y superior de las áreas afectadas por el metamorfismo regional. A continuación se presenta la descripción de los esquistos de bajo grado, tomando como base su composición premetamórfica.

ESQUISTOS DE MICA PELÍTICA

El desarrollo de los esquistos de mica pelítica de bajo grado comprende el aumento del tamaño del grano mediante la pizarra (slate) y filita intermedias. La trama y los minerales de la roca madre no tienen muchas probabilidades de subsistir durante el metamorfismo. Los esquistos pelíticos están formados típicamente por muscovita, clorita y cuarzo. En rocas de composición química especial pueden aparecer granate de manganeso y cloritoide. Por ejemplo, el cloritoide ocurre en los esquistos de mica de alto contenido de hierro, pero deficientes en potasio. Si el cloritoide es notable, da origen al esquistos de cloritoide. Se encuentran esquistos de cloritoide en el condado Lancaster, Pensilvania;

TABLA 10-5
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LOS ESQUISTOS
(Por ciento)

Mineral	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f	(7) ^g	(8) ^h
Cuarzo	35.0	19.8	27.4	36.9	20.0	47.0	60.7	35.0
Plagioclasa	30.0	14.9	28.0	32.5†	29.0	—	6.8	16.0
Biotita	—	9.3	2.6	23.6	30.0	14.5	18.8	32.0
Muscovita	7.5	29.2	—	0.4	—	21.0	10.3	2.0
Clorita	15.0	—	5.2	—	—	1.5	—	—
Cloritoide	—	23.0	—	—	—	—	—	—
Hornblenda ...	—	—	25.6	—	3.0	—	—	—
Granate	—	0.9	—	3.5	—	4.5	1.3	2.0
Estaurolita	—	1.1	—	—	—	11.5	—	—
Sillimanita	—	1.5	—	1.7	—	—	3.8	12.0
Magnetita	12.5*	—	3.2	0.4	18.0†	—	—	1.0
Total	100.0	99.7	99.2	99.0	100.0	100.0	101.7	100.0

^a Promedio de 2 esquistos de clorita, cuadrángulo Hanover, New Hampshire-Vermont; J. B. Lyons, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 115, 1955.

* Incluye 10 por ciento de calcita.

^b Esquistos de cloritoide, cuadrángulo Clove, Nueva York; Tom Barth, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 815, 1936.

^c Promedio de 5 esquistos de hornblenda, cuadrángulo Hanover, New Hampshire-Vermont; J. B. Lyons, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 115, 1955.

^d Promedio de 10 esquistos de biotita de Manhattan; D. M. Scotford, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1169, 1956.

† Incluye 6 por ciento de ortoclasa.

^e Esquistos migmatíticos de biotita, montañas Beartooth, Montana y Wyoming; F. D. Eckelmann y E. Poldervaart, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1234, 1957.

† Incluye 10 por ciento de epidota.

^f Promedio de 2 esquistos de estaurolita-granate-mica, Keene-Brattleboro, New Hampshire-Vermont; G. E. Moore, Jr., *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1630, 1949.

^g Promedio de 6 esquistos de cuarzo-mica, formación Littleton, New Hampshire; C. A. Chapman, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 389, 1952.

^h Esquistos de sillimanita, Keene-Brattleboro, New Hampshire-Vermont; G. E. Moore, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1630, 1949.

en el condado Dutchess, de Nueva York, y en la región del Deep River, de Carolina del Norte. La textura es por lo común de grano fino a mediano, bien exfoliada, con alto grado de orientación de los elementos micáceos. En algunas de las variedades de grano fino, la clorita exhibe una tendencia a reunirse en agregados; pero en los tipos de grano grueso, la clorita puede ser porfiroblástica en una matriz de mica y cuarzo.

Asociados con los esquistos de mica y transformándose en ellos, están los esquistos cuarzofeldespáticos derivados de rocas de la familia de la arenisca, como areniscas feldespáticas, areniscas arcóscas o areniscas micáceas. Puede seguirse bien la evolución del esquisto cuarzofeldespático. Las etapas iniciales del metamorfismo se manifiestan por la granulación de los minerales de las rocas madres, formando lo que se conoce como *semiesquisto*. Con la eliminación de la trama clástica por recristalización aparece la exfoliación, y se alcanza un aspecto filítico. Finalmente, al aumentar la temperatura o al haber mayor actividad de los fluidos de percolación, tiene lugar la formación de capas de segregación, y se producen los esquistos. Este cambio gradual que experimentan los esquistos de mica se aplica a los esquistos de otra composición y de grado superior, pero el fenómeno puede demostrarse mejor en la transformación de los sedimentos y su conversión en esquistos pelíticos de mica de bajo grado.

Los *esquistos de muscovita* se forman por metamorfismo regional de grado bajo a mediano de sedimentos pelíticos. Son rocas esquistosas que contienen muscovita como mineral micáceo principal, acompañado en algunos casos por feldespato, clorita, cloritoide y otras micas como la biotita, la paragonita y la fuchcita (muscovita verde de cromo). Las proporciones de los diversos elementos constitutivos varían considerablemente. Los esquistos de muscovita normal son, en general, pobres en feldespato de potasio y cuarzo. Sin embargo, en algunos casos, el cuarzo puede exceder a la muscovita, y el feldespato de potasio y la plagioclasea ocurrir en abundancia. La biotita puede también ser notable, formando los *esquistos de muscovita-biotita*. Los minerales micáceos exhiben exfoliación perfecta, presentándose en forma de agregados alargados lamelares, de placas sencillas y de tiras o fragmentos. Las hojuelas pueden ser curvadas, plegadas, fracturadas y sumamente recortadas (dentadas). Algunos tipos contienen también grandes porfiroblastos de muscovita, cloritoide o turmalina.

Los esquistos de muscovita son rocas comunes en muchos terrenos metamórficos, entre los que se cuenta todo el cinturón de los Apalaches, y en las áreas precámbricas de los Estados Unidos occidentales. Se ha informado la existencia de esquistos de fuchcita en Rutland, Vermont.

Los *esquistos de biotita* (véase la pág. 464) se forman por metamorfismo regional de sedimentos pelíticos, como la roca de arcilla, las pizarras (shale) y las argilitas de composición variada. Las rocas están formadas por biotita, como uno de los minerales constitutivos principales. También están presentes en cantidades variables, hornblenda, clorita, plagioclasea y epidota. La textura es, en muchos aspectos, semejante a la de los esquistos de muscovita. Las rocas están bien exfoliadas, debido al alineamiento paralelo de sus abundantes minerales micáceos. La disposición mineralógica en capas es notable en muchas variedades, y también puede haber alineación. La estructura porfiroblástica es común.

Son también comunes los cambios graduales de los esquistos de biotita en esquistos de muscovita, esquistos de clorita, esquistos calcáreos, esquistos anfíbolíticos o esquistos de sillimanita. Los esquistos de biotita están muy difundidos, ocurriendo en la formación Idaho Springs, en Colorado, en las Black Hills, y en el cinturón de los Apalaches.

ESQUISTOS CALCÁREOS

Los *esquistos calcáreos* o *mármoles esquistosos* se derivan de rocas carbonatadas impuras, por metamorfismo regional. Estos esquistos de bajo grado están formados por calcita, como elemento constitutivo de carácter importante o dominante, junto con cantidades menores de cuarzo, feldespato, muscovita, clorita, esfena, magnetita y epidota. Los minerales encontrados en las calizas dolomíticas son dolomita, calcita, tremolita, actinolita, zoisita, epidota y cuarzo. En los grados más altos hacen su aparición la hornblenda, biotita, grosularita, diópsida, vesuvianita, escapolita y cuarzo.

La trama es marcada por lentes de calcita paralelos y alargados, y por la disposición paralela de los minerales micáceos y prismáticos. Las texturas bandeadas consisten en capas carbonatadas alternadas de grano fino y de grano grueso, o de capas más ricas en micas, clorita y anfíboles. La trama esquistosa es la más común, pero la textura porfiroblástica es rara.

Los esquistos calcáreos de bajo grado son comunes en algunas partes de Suiza; se han descrito otros esquistos calcáreos procedentes del oeste de Escocia y del área del monte Washington, en New Hampshire.

ESQUISTOS DE CLORITA Y ACTINOLITA

Estos esquistos se forman por metamorfismo regional de bajo grado a partir de rocas ígneas máficas y ultramáficas. Algunos esquistos de

clorita se producen por metamorfismo retrogresivo de esquistos de biotita o anfibolitas. Estos son *esquistos verdes* típicos a causa de la abundancia de minerales verdes. Puede estar presente el granate espartítico. El cuarzo es generalmente abundante, pero en algunas variedades se vuelve subordinado a la plagioclasa sódica y aun estar totalmente ausente. Las micas pueden presentarse en cantidades variables. La magnetita, el cloritoide y la epidota pueden también ser abundantes. Menos comunes son la turmalina, el corindón, el grafito, la hornblenda, la tremolita y los carbonatos como la magnesita, la calcita y la dolomita. Sumamente característica de los esquistos verdes es la segregación de los minerales verdes alternando con capas de minerales cuarzofeldespáticos.

Los esquistos de clorita son abundantes. Se han descrito los de Chester en Vermont, norte de Michigan, y las rocas precámbricas de Montana, Utah, Wyoming, Colorado y Nuevo México. También ocurren en las zonas de bajo grado de las rocas volcánicas Ammonoosuc de edad ordoviciana en el distrito Littleton-Moosilauke, de New Hampshire.

Con intensidad creciente, una cantidad abundante de biotita se desarrolla en esquistos, formando los *esquistos de biotita*. Los esquistos oscuros de biotita-plagioclasa, por lo general con algo de hornblenda, epidota y cuarzo, representan a los lamprofiros metamorfoseados, como las kersantitas y las minetas. Los ejemplos son numerosos, encontrándose en las formaciones precámbricas de Montana, Idaho, Colorado, Texas, Nuevo México y en el cinturón de los Apalaches.

ROCAS FERRUGINOSAS Y ESQUISTOS AFINES

Las rocas ferruginosas, como las *jaspilitas*, los *esquistos de hematita* y otras, están diseminadas en los terrenos metamórficos precámbricos y son las contrapartes metamórficas de las rocas sedimentarias ferruginosas descritas en el Capítulo 7. Estas rocas están formadas principalmente de especularita y cuarzo o pedernal (chert) de grano fino. El pedernal está con una cubierta de hematita, tan gruesa, que aparece rojo en un ejemplar de mano. Si el cuarzo no está recubierto y no es de grano grueso, se llama a las rocas *esquistos de hematita* o *de especularita*, o *cuarcitas de hematita*. Las *jaspilitas* son comúnmente bandeadas, pero pueden tener textura fragmentada. El bandeo es desde muy fino a grueso, o recortado con uniformidad.

Además de la hematita o la especularita, puede estar presente la magnetita en cantidades variables; la siderita, ankerita y dolomita pueden ser localmente abundantes. La clorita, muscovita, biotita, feldespato y calcita, están también presentes en pequeñas cantidades. Los

minerales secundarios son limonita, goethita y psilomelana. La presencia de mucha magnetita indica metamorfismo de grado más alto, de modo que también pueden estar presentes granos diminutos de granate, epidota y anfíbol. Existen todos los grados entre las rocas que contienen principalmente hematita y las que son predominantemente magnetita. Las rocas de magnetita son productos de metamorfismo regional de alto grado y se describen en una de las secciones que siguen.

El término *taconita* se refiere a las rocas de silicatos de hierro hidratados que contienen cuarzo o pedernal (chert) de grano fino, greenalita, minnesotaíta, estilpnomelana, magnetita, hematita, y comúnmente algo de ankerita y siderita. Mineralógicamente, las taconitas pueden separarse en *taconita de silicato*, en la cual predominan los silicatos de hierro hidratados; la *taconita de magnetita*, caracterizada por las bandas de magnetita granular, cuarzo y cantidades menores de silicatos de hierro hidratados; la *taconita carbonatada*, y la *taconita de hematita o jaspeada*.

Las taconitas son, por lo común, bandeadas o muy finamente laminadas. Otras tienen una apariencia manchada. Estas rocas son de ordinario de grano fino. En las variedades bandeadas, la magnetita forma capas e hilillos de espesor variable. También ocurren bandas de estilpnomelana o de minnesotaíta. En las rocas de estructura finamente laminada o pizarrea, los granos se vuelven extremadamente pequeños. La determinación exacta de los minerales constitutivos puede requerir de la técnica de los rayos X.

El origen de las rocas ferruginosas y manganíferas que se acaba de describir es discutible. El metamorfismo regional de bajo grado o metamorfismo hidrotermal alrededor de las diabasas o pegmatitas ha formado estilpnomelana, minnesotaíta y magnetita, pero la greenalita, la siderita, los óxidos y silicatos de hierro y el cuarzo o el pedernal (chert) son originales. Algunos creen que el metasomatismo en gran escala ha introducido el hierro en sedimentos arenosos porosos y pizarrosos seguido por algo de metamorfismo; otra sugerencia es que la silicificación de las pizarras (slate) y esquistos ferruginosos puede haber sido importante en la formación de las rocas.

Las rocas ferríferas de varios tipos son características de los terrenos metamórficos precámbricos en muchas partes del mundo, inclusive el escudo canadiense, Fennoscandia, Australia, Sudáfrica, India, Manchuria, Brasil y Venezuela. Las taconitas y jaspilitas están bien desarrolladas en las formaciones de hierro de la región del Lago Superior en asociación con pizarra (slate), cuarcitas, esquistos, rocas verdes y argilitas. Las *itabiritas* brasileñas (una clase especial de cuarcita de especularita bandeada) se encuentran con mármoles, pizarras (slate), cuarcitas y

localmente con anfíbolitas. Las hematitas metamórficas bandeadas de la India están asociadas con filitas, esquisto de mica, cuarcitas cloríticas, cuarcitas carbonáceas y metatobas.

ESQUISTOS MAGNESIANOS

Los esquistos magnesianos, como los *esquistos de serpentina* (*antigorita*), los *esquistos de talco*, las *rocas talco-carbonatadas* o *piedras jabonosas* y los *esquistos de actinolita-talco*, se forman por metamorfismo regional de bajo grado de rocas ígneas ultramáficas; en su formación interviene un cierto grado de metasomatismo y de alteración hidrotermal. Las peridotitas son muy susceptibles al metamorfismo a temperatura baja a moderada, en presencia de agua. La clase de transformación química que interviene está indicada cualitativamente en la tabla 10-6.

TABLA 10-6
TRANSFORMACIÓN QUÍMICA QUE TIENE LUGAR EN LA FORMACIÓN
DE LOS ESQUISTOS MAGNESIANOS
(Indicada cualitativamente)

Reacción	Roca resultante
1. Olivino $\longrightarrow$ antigorita	Esquisto de antigorita
2. Antigorita $\longrightarrow$ talco	Esquisto de antigorita-talco
3. Augita + enstatita $\longrightarrow$ actinolita + clorita	Esquisto de actinolita-clorita
4. Olivino $\longrightarrow$ antigorita + talco + magnesita	Esquisto de antigorita-talco-carbonato
5. Antigorita $\longrightarrow$ talco + magnesita	Talco-carbonato (piedra jabón)
6. Antigorita $\longrightarrow$ talco + dolomita	
7. Talco $\longrightarrow$ magnesita + cuarzo	Roca de cuarzo-carbonato
8. Talco $\longrightarrow$ dolomita	
9. Antigorita $\longrightarrow$ magnesita + cuarzo	

La naturaleza del agrupamiento mineral resultante depende parcialmente de la temperatura y de la presión, pero más de la cantidad de agua disponible y del contenido de SiO_2 , CO_2 y otros materiales disueltos en el fluido acuoso. En las ecuaciones 1 a 3 de la tabla 10-6 intervienen en la transformación química SiO_2 y H_2O , mientras que en las ecuaciones 4 a 9 se agregan SiO_2 , CaO y CO_2 . Sin embargo, en todas estas reacciones no hay cambio de volumen.

La mayoría de los esquistos magnesianos son marcadamente esquistosos, con paralelismo de las hojuelas de talco y de otros minerales prismáticos. El talco forma lenticulos en los que las hojuelas individuales pueden estar situadas transversalmente a la dirección de la exfoliación. La dolomita y la magnesita xenoblásticas forman venillas o mancho-

nes; la magnetita ocurre en forma de polvo fino o de granos pequeños. En ocasiones aparecen residuos de minerales de piroxeno.

Esquistos de talco precámbricos ocurren en el noroeste de las montañas Adirondack, de Nueva York, y en la región Van Horn, del oeste de Texas. Bien conocidas piedras de jabón y rocas talcosas masivas ocurren en Vermont, Virginia, Carolina del Norte, Georgia, Montana y California.

ESQUISTOS DE GLAUCÓFANO

Los *esquistos de glaucófano* se caracterizan por la presencia de un anfíbol sódico de la serie glaucófano-riebeckita junto con una gran variedad de minerales metamórficos, como lawsonita, pumpellyita, granate, rutilo, muscovita, biotita, cuarzo y calcita.

De todas las rocas esquistosas de bajo grado, la formación de los esquistos de glaucófano presenta muchos problemas petrogénicos. ¿Representan los esquistos de glaucófano una facies metamórfica separada que corresponde a condiciones características de temperatura y presión? ¿Cuáles son las condiciones del metamorfismo? ¿Es casual la asociación de la serpentinita con los esquistos de glaucófano en muchas partes del mundo? ¿Cuál es el significado de las eclogitas en este ambiente? Todas estas son preguntas difíciles para las que no siempre hay respuestas bien definidas.

En la cordillera Coast Range, de California, y en otras partes, los esquistos de glaucófano, las rocas de hornblenda y las eclogitas ocurren en áreas localizadas junto con capas angostas o sills de serpentinita dentro de las formaciones sedimentarias. La formación es una serie alterada, pero no metamorfoseada, de rocas sedimentarias geosinclinales típicas. La bien definida exfoliación y alineación de los esquistos de glaucófano indica que las rocas se han recrystalizado en condiciones de esfuerzo. Sin embargo, otras rocas, como las de eclogita y de hornblenda, muestran sólo señales de deformación y generalmente no tienen el carácter tectónico de las rocas altamente deformadas. Los afloramientos de los esquistos de glaucófano son por lo general irregulares y discontinuos; muchos afloramientos pueden haber emigrado y sido desplazados.

Los esquistos de glaucófano se derivan de rocas de diversa composición, como basalto, diabasa, rocas sedimentarias calcáreas, grauwacka, arenisca y pedernal (chert) ferruginoso. Se requieren análisis químicos para determinar el parentesco de un esquisto de glaucófano dado. Sobre una base puramente mineralógica, sin embargo, los esquistos derivados de rocas ígneas máficas tienden a ser ricos en lawsonita y glaucófano;

los derivados de sedimentos calcáreos tienden naturalmente a ser ricos en calcita; y los derivados de arenisca tienden a ser ricos en cuarzo, muscovita y plagioclasa sódica.

Las opiniones por lo que respecta a las circunstancias que acompañan al metamorfismo son que: 1) los esquistos de glaucófano representan una facies cuyo desarrollo depende de una temperatura baja a moderada y de una presión tan alta como la de la facies de la eclogita; 2) la agregación metasomática de sodio, aluminio, calcio y hierro, procedentes de las disoluciones magmáticas originadas de la serpentinita, es esencial para el desarrollo de los esquistos de glaucófano, y 3) las disoluciones hidrotermales, posiblemente de naturaleza sódica, que se elevan por las zonas de cizalleo han promovido la recrystalización en condiciones equivalentes a las facies del esquisto verde y de la anfibolita albita-epidota. Como se definieron anteriormente (pág. 437), los esquistos de glaucófano se caracterizan por el glaucófano de anfíbol de alto contenido de sosa; en la actualidad se consideran como metasomáticos y no necesariamente indicadores de un ambiente físico especial.

Los esquistos de glaucófano y otras rocas relacionadas, como la serpentinita y la eclogita, ocurren típicamente en terrenos geosinclinales, particularmente en los afectados por la orogenia mesozoica y terciaria. Entre algunas ocurrencias bien conocidas están las de las Coast Ranges, de California; las del norte de Venezuela, Cuba, Córcega, Célebes y Val de Bagne en Valais, Suiza.

2. Esquistos de alto grado

Los esquistos de alto grado son marcadamente exfoliados, porfiroblásticos, y están caracterizados por la presencia de minerales de alta temperatura, tales como el granate, biotita, sillimanita, estaurolita, cordierita, andalucita y cianita. Ocurren en abundancia cuarzo, feldespato de potasio y plagioclasa, especialmente los de derivación silícea. Los esquistos de alto grado son productos de metamorfismo regional, se forman extensamente en los terrenos precámbricos y afloran en las zonas más bajas de las cadenas de montañas de plegamiento erosionadas. En ambas situaciones se encuentran en regiones de convergencia de intrusión batolítica y metamorfismo, de modo que puede ocurrir una mezcla íntima de un material granítico con uno metamórfico, para formar *migmatitas*, ya sea localmente en los márgenes de los cuerpos graníticos o en una escala regional. La descripción de estas rocas mezcladas o *migmatitas* se da más adelante, en la página 488.

Los esquistos descritos en esta sección, de aquí en lo que sigue, son estrictamente rocas metamórficas que no han pasado en su formación

por la fase de silicato fundido. Pero debe mencionarse que muchas de tales rocas están entremezcladas y pasan gradual e imperceptiblemente a masas batolíticas graníticas; algunas se han cristalizado probablemente a partir de un magma, mientras que otras pueden haberse formado por metasomatismo. La migmatización en una escala regional, la invasión batolítica y el metamorfismo regional se encuentran en un terreno común a grandes profundidades de la corteza terrestre.

Los esquistos de alto grado pertenecen a la facies de anfibolita almandina, y pueden distinguirse de los de bajo grado por su ocurrencia en el campo y por sus agrupamientos minerales como granate almandina, estaurolita, cianita o alguna combinación de éstos. La presencia de la estaurolita, como la del cloritoide en los esquistos de bajo grado, indica deficiencia en potasio combinada con un contenido más bien alto de hierro y alúmina. En las rocas de más alto grado comprendidas dentro de la facies de la anfibolita almandina, aparece la sillimanita en vez de la cianita. En los esquistos y anfibolitas derivados de rocas ígneas máficas y de rocas sedimentarias dolomíticas impuras y tobáceas, el mineral más típico es la hornblenda. A continuación se presenta la descripción de los esquistos de alto grado basada en su composición premetamórfica.

ESQUISTOS PELÍTICOS

Los esquistos de alto grado de origen pelítico se caracterizan por la presencia de silicatos de aluminio y pertenecen a la facies de la anfibolita. La denominación de los esquistos pelíticos se basa enteramente en los minerales notables de aluminosilicatos, como la estaurolita, cianita, cordierita y sillimanita. Aparte de estos minerales conspicuos, otros que están por lo general presentes son el cuarzo, los feldespatos de potasio, la plagioclasa sódica, el granate, las micas, el cloritoide, el grafito y las menas de hierro. La clorita y la sericita son minerales secundarios diseminados.

Los esquistos pelíticos son marcadamente exfoliados, aunque la regularidad de la exfoliación tiende a ser interrumpida por la presencia de grandes porfiroblastos de estaurolita, cianita, cordierita, granate y feldespato de potasio. El bandeo no es común, aunque algunos tipos contienen capas ricas o pobres en cianita. La cianita forma también agregados lenticulares de hojas y aun de fibras. La textura es esquistosa a gnéisica y de grano fino a grueso. En algunas, la exfoliación es regular, y en otras ha habido inyección de material granítico, como hilillos de *lecho por lecho* (lit-par-lit). En las regiones de convergencia de intrusión granítica y metamorfismo, el metasomatismo es particular-

mente activo. El desarrollo de porfiroblastos de feldespato de potasio o de plagioclase sódica es especialmente común en donde se ha introducido álcali procedente de rocas graníticas. En el campo se encuentran demostraciones de una completa transición del esquisto de mica pelítico a granito, con esquistos porfiroblásticos y gneis augen feldespáticos como etapas intermedias.

En las rocas polimetamórficas, los esquistos pelíticos de mica pueden dejar su huella en agrupamientos mezclados de minerales. La cordierita o la andalucita, "minerales de antiesfuerzo" típicos de los hornfelses, pueden estar asociadas con estauroлита y granate, los cuales se aceptan generalmente como "minerales de esfuerzo".

Los esquistos portadores de cordierita son por lo común de grano mediano a grueso y crudamente exfoliados. Los granos xenoblásticos de cordierita forman cintas alargadas o agregados. Algunos granos de cordierita están salpicados de inclusiones de cuarzo, feldespato, magnetita y espinela. Las rocas de cordierita muestran bandeo, con capas de biotita-cordierita-sillimanita alternadas con capas cuarzofeldespáticas. Muchas rocas metamórficas portadoras de cordierita son tan imperfectamente exfoliadas y de grano tan grueso que pueden llamarse con toda propiedad gneis. Las rocas de cordierita con agrupamientos mineralógicos complejos pueden haber pasado por más de un período de metamorfismo. La anatexis ha sido postulada como importante en el desarrollo de algunas rocas portadoras de cordierita.

Unos bien conocidos esquistos de estauroлита ocurren en la formación Littleton de edad devoniana, en New Hampshire; en los condados de Patrick y Henry, en Virginia; cerca de Little Falls, Minnesota, y en Hondo Canyon, al sur de Taos, Nuevo México.

Se encuentran esquistos de cianita en la formación Orfordville de edad ordoviciana en New Hampshire, en el distrito Petaca, del norte de Nuevo México, y en el área Ennis, de Montana.

Se han descrito esquistos de andalucita procedentes del miembro Rinconada, de la formación Ortega, de edad precámbrica, en la parte norte y central de Nuevo México; de la formación Littleton del cuadrángulo Sunapee, New Hampshire, y del condado Madera, California.

Esquistos de sillimanita y gneis ocurren en innumerables localidades en el Piedmont, de las Carolinas y Georgia; en el Blue Ridge, cerca de Franklin, Carolina del Norte; en muchas áreas de Nueva Inglaterra, y en las regiones de las Montañas Rocallosas.

Rocas portadoras de cordierita se encuentran cerca de Guffey, Colorado; en la Laramie Range, Wyoming, y cerca de Guilford, Connecticut.

Los esquistos grafiticos contienen de 5 a 10 por ciento de grafito. El grafito es negro y grasoso, forma pequeños filamentos, cintas, capas y

vetillas. Las propiedades físicas únicas del grafito lo hacen el mineral más notable, macroscópicamente. Otros minerales presentes en la roca pueden ser la muscovita, biotita, clorita, cuarzo, ortoclasa, granate, sillimanita, magnetita y una multitud de otros.

Aunque la textura es de ordinario esquistosa, es también común el cambio gradual a los tipos gnéisicos. El grafito se forma por metamorfismo regional de grado mediano a alto de sedimentos pelíticos carbonáceos, como pizarras (shale) negras y pizarras (shale) orgánicas. Los esquistos de grafito se asocian con los de mica granatíferos, con los de sillimanita y con los mármoles, y pueden cambiarse en ellos.

Unas ocurrencias bien conocidas de esquistos de grafito son las de los condados Clay, Coosa y Chilton, en Alabama; las de la formación Brevard, de edad precámbrica, del condado McDowell, Carolina del Norte, y las del condado Llano, del centro de Texas.

ESQUISTOS CALCÁREOS O MÁRMOLES ESQUISTOSOS

Las rocas metamórficas de alto grado de origen calcáreo pueden distinguirse de las de bajo grado por sus agrupamientos minerales, como la diópsida, zoisita, clinozoisita, biotita, flogopita, grosularita y plagioclase cálcica. La mayoría de las rocas esquistosas calcáreas con diópsida formada dentro del intervalo de la facies de anfibolita, aunque algunas contienen escapolita y plagioclase cálcica, han sido relacionadas con la facies de la granulita.

Con la elevada temperatura del metamorfismo regional, la presión es lo suficientemente alta para impedir que se verifique una reacción entre la calcita y la sílice para dar wollastonita (véase la pág. 410 y la fig. 9-2). La calcita es, por lo tanto, un mineral prominente en todas las rocas esquistosas calcáreas de alto grado, y con ella se asocian silicatos de Ca-Al formados por reacción entre la calcita y los minerales arcillosos, y diópsida resultante de una reacción en la que interviene la dolomita. Algunas rocas esquistosas calcáreas contienen plagioclase altamente cálcica, como bytownita y anortita. También están presentes cuarzo, microclina y escapolita.

La exfoliación es clara, resulta del alineamiento paralelo de la calcita en forma de lentes y es acentuada por capas delgadas de minerales micáceos y de grafito opaco. Las texturas bandeadas constan de capas de carbonatos alternadas, de grano fino a grueso, o por capas ricas en diópsida, anfíbol y epidota. Los granos de diópsida pueden formar un agregado de mosaico.

Mármoles esquistosos de alto grado que son productos del metamorfismo regional ocurren en las áreas de White Mountains y Mount

Washington, New Hampshire. Otros ejemplos excelentes de ocurrencias metamórficas de contacto calco-silicato son las de Willsboro, Nueva York; Crestmore, California, y Magnet Cove, Arkansas.

ROCAS DE MAGNETITA

Las rocas de magnetita contienen magnetita en abundancia, con cuarzo, silicato de hierro, magnetita, grünerita, actinolita, granate e hiperstena en cantidades variables. Muchas de estas rocas son bandeadas, con capas cuarzosas alternadas con bandas ricas en magnetita. Con frecuencia presentan un cierto plegamiento relativamente apretado e intrincado y pequeño. La disposición de las capas puede ser mineralógicamente compleja, con bandas de magnetita-cuarzo-hornblenda, magnetita-pirrotita, magnetita-biotita, magnetita-actinolita-grünerita y grünerita-riebeckita-magnetita, pero las bandas pueden también consistir esencialmente en un solo mineral de silicato, como granate o epidota. También puede resultar el bandeo de diferencias existentes en las proporciones de un mismo mineral.

Las rocas de magnetita como el esquisto de magnetita y el de magnetita-grünerita, están formadas generalmente por metamorfismo regional de alto grado de rocas sedimentarias ferruginosas o de rocas metamórficas de hematita-cuarzo, de grado más bajo. Asociados con las rocas de magnetita se presentan los esquistos de hematita, el gneis de piroxeno-granate, la anfibolita de granate y los esquistos de sillimanita-cuarzo. Algunos tipos de rocas de magnetita, como en las montañas del Harz, Alemania, son de origen metamórfico de contacto y se derivaron de areniscas limoníticas y pizarras (shale).

Las rocas de magnetita son comunes en los terrenos metamórficos precámbricos, incluyendo la región del Lago Superior, suroeste de Montana, Noruega, Suecia, Africa del Sur, Australia y la India.

ESQUISTOS CUARZOFELDESPÁTICOS

Se han aplicado términos como *esquisto de cuarzo*, *gneis*, *granulita*, *leptita* y *leptinita*, a las rocas esquistosas cuarzofeldespáticas. Estas se han derivado de rocas ígneas silíceas, como las sienitas graníticas y de cuarzo y sus pórfidos, de las aplitas, menos comúnmente de sus equivalentes extrusivos, o de rocas sedimentarias arenáceas impuras, comprendiendo las arcosas, areniscas feldespáticas, areniscas arcillosas y areniscas conglomeráticas. El metamorfismo es de emplazamiento profundo, de alto grado y regional, y sus productos se citan generalmente como de la facies de la granulita.

En el grupo están incluidas las rocas metamórficas en las que el cuarzo y el feldespato son los componentes dominantes, por lo común en el orden de 60 a 80 por ciento. La relación de estos minerales cuarzofeldespáticos a los otros constitutivos puede variar considerablemente. Algunos tipos contienen plagioclasa sódica y feldespato de potasio en abundancia. En otros, la plagioclasa es el feldespato dominante, con micas, granate, hornblenda y sillimanita como asociados típicos. El término europeo "kinzigita" se refiere a los esquistos o gneis de grano grueso, de cuarzo-plagioclasa, ricos en granate.

Muchas de las rocas muestran una estructura planar bien definida, aunque en algunos tipos las rocas son menos hendibles o fisiles y menos regularmente esquistosas a causa de la magnitud muy pequeña del hábito micáceo de los minerales. El cuarzo y el feldespato aparecen en granos o cintas alargadas y paralelas; el bandeo mineral es notable, ya sea entre las bandas cuarzosas gruesas y las bandas de cuarzo-feldespato de grano más fino o entre las capas máficas y félsicas. En algunas variedades, el tamaño del grano es relativamente uniforme en toda la roca; en otras es característica la considerable variación del tamaño del grano, sugiriendo que ha tenido lugar una derivación porfirítica o conglomerática.

En el campo, los esquistos cuarzofeldespáticos pueden exhibir un cambio gradual a esquistos semipelíticos, pelíticos y a mármol esquistoso, por un aumento de las micas y el granate y una disminución de los feldespatos. En las rocas que pasan a anfibolitas y que se asocian con ellas, la hornblenda y la epidota se vuelven gradualmente constitutivos prominentes.

Los paragneis y esquistos cuarzofeldespáticos granatíferos forman una parte importante de la serie Grenville de edad precámbrica en los Adirondacks. Los ortogneis y esquistos cuarzofeldespáticos micáceos están esparcidos en los terrenos precámbricos de Colorado y del suroeste de Montana. Otras ocurrencias de ambos tipos se encuentran en el cinturón de los Apalaches, desde Massachusetts hasta Carolina del Norte. Algunas metarriolitas ocurren en las formaciones precámbricas del norte de Nuevo México y del noroeste de Texas.

GNEIS

Gneis es una vieja palabra alemana utilizada entre los primitivos mineros de los distritos sajones. Se usa ambiguamente para abarcar a todas las rocas cuarzofeldespáticas de grano moderadamente grueso de origen diverso, caracterizadas por su estructura gnéisica o de otra clase.

TABLA 10-7
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS GNEIS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f
SiO ₂	70.7	70.3	67.7	63.9	70.1	64.4
TiO ₂	0.5	—	—	0.8	0.3	0.6
Al ₂ O ₃	14.5	14.8	16.6	17.0	15.8	16.3
Fe ₂ O ₃	1.6	2.0	1.9	2.4	0.8	1.9
FeO	2.0	2.0	3.4	3.0	1.8	4.4
MnO	0.1	—	—	—	—	0.1
MgO	1.2	1.2	1.8	1.8	0.7	2.2
CaO	2.2	1.9	2.0	4.1	3.0	5.7
Na ₂ O	3.2	3.5	3.1	3.7	4.2	3.5
K ₂ O	3.8	4.3	3.5	3.1	2.4	0.6
P ₂ O ₅	0.2	—	—	—	0.1	0.3
H ₂ O+	—	—	—	—	0.4	0.2
H ₂ O-	—	—	—	—	—	0.1
Total	100.0	100.0	100.0	99.8	99.6	100.6

^a Promedio de 250 gneis cuarzofeldespáticos; E. Poldervaart, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, pág. 135, 1955.

^b Promedio de 64 gneis plutónicos; P. Lapadu-Hargues, *Bull. soc. géol. France*, 5^a ser., vol. 15, págs. 271-276, 1945.

^c Promedio de 51 gneis de dos micas; P. Lapadu-Hargues, *ibid.* págs. 267-271.

^d Formación precámbrica promedio, Canadá, compuesta de gneis, granitos gnéicos y granitos; F. F. Grout, *J. Geol.*, vol. 46, pág. 502, 1938.

^e Gneis promedio de las facies de epidota anfíbolita y de anfíbolita, oeste de Groenlandia; H. Ramberg, *Medd. Dansk Geol. Foren.*, vol. 12, 1951.

^f Gneis promedio de la facies de la granulita, oeste de Groenlandia; H. Ramberg, *ibid.*

La tabla 10-7 da la composición química media de los gneis; la tabla 10-8 muestra las composiciones minerales de algunos de los gneis que han sido investigados en forma completa.

Como sucede con los esquistos, los gneis ocurren en gran variedad y son denominados de varios modos. Los términos comunes como *gneis de granito*, *gneis de gabro*, *gneis de sienita*, etc., se refieren a la composición de las rocas premetamórficas; las expresiones *gneis conglomerado* y *gneis de cuarcita* indican el parentesco; las expresiones *gneis augen*, *gneis bandeado* y *gneis de inyección* ponen de manifiesto la estructura dominante; y las voces *gneis de cianita*, *gneis de estauroлита*, etc., indican la composición mineralógica distintiva. Por conveniencia, se presenta una descripción de los gneis basada en su composición premetamórfica.

Variedades del gneis

Los *gneis cuarzofeldespáticos* comprenden un grupo de rocas metamórficas en las cuales el cuarzo y el feldespato, principalmente la orto-

clasa, microclina, perthita y feldespato de potasio relacionado, son los constitutivos dominantes. Estas rocas se forman por metamorfismo de rocas ígneas silíceas, como los granitos, monzonitas, sienitas, granodioritas, tonalitas, latitas de cuarzo, riolitas y tobas riolíticas, y rocas sedimentarias arenáceas abarcando las arcosas, areniscas feldespáticas y areniscas conglomeráticas. Los tipos principales son los gneis de granito,

TABLA 10-8
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LOS GNEIS
(En por ciento)

Mineral	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f	(7) ^g	(8) ^h
Cuarzo	18.1	29.9	35.8	24.5	27.7	34.25	24.8	—
Plagioclasa	42.7	46.3	28.3	50.4	48.9	45.23	22.3	47.2
Ortoclase	—	2.6	11.5	—	—	2.85	—	—
Microclina	1.3	—	14.3	—	13.6	—	43.8	—
Biotita	20.9	12.8	9.7	0.7	10.7	13.54	2.0	—
Hornblenda	14.7	4.6	0.3	6.6	—	—	3.7	32.5
Augita	2.1	—	—	14.4*	—	—	—	17.3
Otros	1.2	2.8	—	2.7	1.0	3.35†	3.4	2.7
Total	101.0	99.0	99.9	99.3	101.9	99.22	100.0	99.7

^a Promedio de 11 gneis augen de Bedford; D. M. Scottford, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1178, 1956.

^b Promedio de 13 gneis Fordham; D. M. Scottford, *ibid.*, pág. 1171.

^c Promedio de 14 gneis augen migmatíticos; D. M. Scottford, *ibid.*, pág. 1172.

^d Promedio de 17 gneis bandeados, complejo Wilmington, Delaware, Pensilvania y Maryland; R. F. Ward, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1478, 1959.

* Incluye 10.4 por ciento de hiperstena.

^e Promedio de 3 migmatitas, Gardner Lake, Wyoming; R. L. Harris, Jr., *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1198, 1959.

^f Promedio de 8 composiciones minerales aproximadas de metasedimentos (gneis de biotita), noroeste de las montañas Adirondack, Nueva York; A. E. J. Engel y C. G. Engel, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1396, 1958.

† Principalmente granate.

^g Promedio de 21 gneis de granito, área Franklin-Sterling, New Jersey; J. M. Hague y asociados, *Bull. Geol. Soc. Am.*, págs. 444, 454, 1956.

^h Promedio de 9 gneis de gabro, valle del río Minnesota, Minnesota; E. H. Lund, *Bull. Geol. Soc. Am.*, pág. 1478, 1956.

los gneis de granodiorita, los gneis de monzonita, los gneis de conglomerado, etc. El metamorfismo es regional, de emplazamiento profundo y de alto grado, y generalmente está limitado a las montañas de plegamiento erosionadas y a los basamentos precámbricos. Los productos se citan por lo común como de la facies de la granulita.

Muchas de las rocas muestran una bien definida orientación planar. La trama está formada por concentraciones alternadas de minerales oscuros y claros, por variaciones en el tamaño del grano o por concentraciones de feldespatos de color rosa y blanco en capas. En algunas

variedades, la disposición en capas de segregación es pronunciada, y puede encontrarse entre capas félsicas y máficas o entre capas cuarzosas de grano grueso y capas cuarzofeldespáticas de grano más fino. En algunas variedades, el tamaño del grano es relativamente uniforme en toda la roca; en otras, inclusive en las derivadas de areniscas conglomeráticas y granitos porfiríticos, es característica una variación considerable del tamaño del grano, dando origen a los gneis augen y a los gneis flaser. Al reducirse el tamaño del grano, los gneis pasan gradual e imperceptiblemente a esquistos. Por otra parte, los gneis pasan gradualmente a rocas ígneas granitoides. En las zonas de cizalleo intenso, las rocas pasan también gradualmente a *fillonita* (filita + milonita), con granos angulosos y feldespato y cuarzo residuales (de relicto). La trituration y el cizalleo ulteriores dejan poca traza de los granos minerales originales, y la roca finamente pulverizada es una *milonita*.

Como ya se ha mencionado, la expresión "gneis augen" ha sido aplicada por mucho tiempo a las rocas metamórficas cuarzofeldespáticas de diversos orígenes, en las cuales los grandes feldespatos, como la ortoclase, microclina, plagioclase sódica y cuarzo, constituyen ojos de forma de almendra en una matriz esquistosa. Cada ojo puede ser un solo cristal o más frecuentemente un agregado de feldespato y cuarzo. El feldespato y el cuarzo que no se segregan en ojos, forman cintas largas y angostas. Los ojos se presentan toscamente alineados en una matriz bien exfoliada, generalmente de color gris oscuro o negro, que da a la roca una apariencia distintiva. Las fajas de minerales de grano más fino, toscamente segregadas, tienden a ser desviadas por los ojos grandes. La matriz de la mayoría de los gneis augen está compuesta de hornblenda, biotita, plagioclase y cuarzo.

La trama de los gneis augen se desarrolló durante la corriente magmática de las rocas originalmente porfiríticas, y antes de que la masa plutónica estuviera completamente solidificada. Dicha trama es, por lo tanto, protoclástica. Otras son cataclásticas reales cuando sus cristales grandes de feldespatos y cuarzo han sobrevivido a la granulación. Finalmente, algunos gneis augen son esencialmente metasomáticos, con grandes cristales de feldespatos augen o porfiroblásticos producidos bajo la influencia de los fluidos granitizantes alcalinos. No disponiendo del análisis químico, no siempre es posible determinar si los porfiroblastos grandes de feldespato metasomático se formaron durante o después de la deformación.

Gneis cuarzofeldespáticos micáceos se encuentran esparcidos en las formaciones precámbricas de Colorado y del suroeste de Montana. Otros ejemplos ocurren en el cinturón de los Apalaches, en Massachusetts, Nueva York y Carolina del Norte.

Los gneis *pelíticos* se forman por metamorfismo regional de sedimentos pelíticos, particularmente de los que son relativamente ricos en hierro ferroso. Se caracterizan por la presencia de minerales tales como sillimanita, cianita, andalucita, cordierita y estauroilita. Excepto por su textura más gruesa y su enriquecimiento en material cuarzofeldespático, estas rocas son esencialmente iguales a los esquistos pelíticos de alto grado, antes descritos. Las rocas de este grupo pertenecen a la facies de la anfibolita almandina.

Hay muchos ejemplos de los gneis de sillimanita, representados por las innumerables ocurrencias del Piedmont, de Carolina del Norte y del Sur; en varias localidades de Nueva Inglaterra; en la formación Idaho Springs, de Colorado, y en los condados Taos y Río Arriba, de Nuevo México. En Dillon, Montana, ocurren rocas de sillimanita masiva.

En la Laramie Range, de Wyoming; cerca de Guffey, Colorado, y cerca de Guilford, Connecticut, hay ocurrencias de cordierita y gneis relacionados.

Los gneis *calcáreos* se caracterizan por la presencia de minerales de calco-silicato, como diópsida, tremolita, escapolita, flogopita y carbonatos; también están presentes en cantidades apreciables, hornblenda, actinolita, plagioclase y biotita. Los minerales grosularita, vesuvianita, wollastonita y brucita pueden ocurrir en capas más calcáreas interestratificadas con los gneis calcícos. Estas rocas consisten con frecuencia principalmente en combinaciones de dos o tres minerales como diópsida-grosularita, diópsida-tremolita o diópsida-flogopita-tremolita, o grosularita-diópsida-wollastonita. Entre las rocas monominerálicas más comunes están las que constan esencialmente de diópsida, de tremolita, de grosularita y de zoisita.

La textura de los gneis es exfoliada, masiva y carente de estructura. Los gneis calcáreos son comúnmente de grano fino a mediano y fajeados. El fajeado es típicamente en pequeña escala. Los minerales en placas y prismáticos presentan un grado de exfoliación moderado a alto.

Los gneis calcáreos resultan del metamorfismo de contacto y regional de las calizas y dolomitas que contienen grandes cantidades de arena y arcilla. En algunos casos, la inyección de material granítico en calizas y dolomitas puede originar el desarrollo de gneis calcáreos. Las rocas pertenecen a la facies del hornfels de piroxeno.

Al aumentar la cantidad de carbonatos, los gneis calcáreos pasan gradualmente a mármoles. Cuando aumenta el contenido de los minerales de anfíbol, las rocas pasan a anfibolitas.

Se ha informado de ejemplos de gneis calcáreo procedentes del cuadrángulo North Conway, de las White Mountains, New Hampshire, y de Littleton-Moosilauke y Washington Mount, New Hampshire.

Los *gneis de hornblenda* son rocas exfoliadas de hornblenda-feldespato-cuarzo. En algunos casos, las rocas son de grano tan fino y tan bien exfoliadas que pueden llamarse con más propiedad esquistos de hornblenda. Cuando los piroxenos de las rocas gabroicas han sobrevivido al metamorfismo, puede llamarse a las rocas *gneis de augita*. Las rocas de este tipo se citan como de la facies de la anfibolita almandina.

La proporción de los minerales claros a oscuros varía mucho en los gneis de hornblenda. El cuarzo está ausente en algunos casos, y aun en donde está presente no es invariablemente notable en los ejemplares de mano. Son comunes los gneis de hornblenda en los que los minerales claros y oscuros son segregados en forma más distintiva. Algunas capas de gneis de hornblenda contienen poco o nada de plagioclasa o cuarzo y son casi negras. En otras, la hornblenda es aproximadamente tan abundante como la plagioclasa y el cuarzo juntos. Estas rocas pueden llamarse con más propiedad *anfibolitas*. El carácter general y la historia metamórfica de los gneis de hornblenda son iguales que los de las anfibolitas que se describen a continuación.

Los ejemplos de gneis de hornblenda y anfibolitas relacionadas son abundantes en la serie Grenville de los Adirondacks, en el gneis Roan, de Carolina del Norte; en el Biwabik, de Minnesota; en el Swandyeke, de Colorado, y en las montañas Beartooth, de Wyoming y Montana. Tales rocas se han encontrado también en las rocas volcánicas Ammonoosuc (ordovicianas), de New Hampshire.

Origen de los gneis

El término "gneis" se usa con mucha soltura para abarcar las rocas cuarzofeldespáticas de diverso origen. Algunos gneis son verdaderamente ígneos, como el gneis de granito y el gneis de gabro resultantes de procesos protoclásticos. Otros son metamórficos, y representan simplemente las porciones más cuarzofeldespáticas de los esquistos exfoliados derivados de las rocas sedimentarias silíceas y de las rocas ígneas silíceas. Otros aún son rocas de origen mixto y se deben a la percolación de material ígneo en las rocas metamórficas exfoliadas, especialmente en los esquistos. El material ígneo penetra y separa a las rocas exfoliadas en fajas cuarzofeldespáticas alternadas con capas de minerales máficos. Este proceso se le conoce como de inyección de *lecho por lecho* (lit-par-lit). La roca de origen mixto ha sido llamada diversamente *gneis de inyección*, *gneis de penetración*, *gneis compuesto* o *migmatita*. En algunos casos, los materiales graníticos son claramente intrusivos, pero en otros, el contenido de material granítico parece haber sido segregado del interior del esquisto.

El origen de los gneis es complejo, particularmente porque las rocas de composición granítica están diseminadas en las áreas de escudo precámbricas, así como en las cadenas montañosas de pliegue de erosión más reciente. La estructura gnéica puede ser producida por varios procesos geológicos, como el flujo magmático, procesos cataclásticos, metasomatismo, inyección y diferenciación metamórfica. Algunas rocas gnéicas de composición cuarzofeldespática, presumiblemente con diversas historias, aparecen expuestas sobre amplias áreas en distintos ambientes geológicos, particularmente en terrenos metamórficos precámbricos. El origen de muchas de estas rocas es demasiado complejo para ser explorado con provecho por cualquier otro método que por el más general. Ocasionalmente, un ejemplar puede proporcionar evidencia para justificar su asignación a un origen específico, pero con bastante frecuencia sólo puede interpretarse la historia por sus relaciones de campo, la investigación petrográfica y el análisis químico. Por conveniencia, los gneis se dividen en dos amplios grupos; a saber: *paragneis* y *ortogneis*. Los criterios que pueden ayudar en la determinación de la naturaleza de las rocas premetamórficas se exponen a continuación.

Paragneis—gneis de origen sedimentario

1. Deben hacerse comparaciones en afloramientos individuales de rocas metamórficas de elementos estructurales tales como exfoliación, fajeado y posición de los esquistos que son paralelos o concordantes a la estratificación en las rocas metasedimentarias asociadas.

2. Son importantes los cambios graduales de los tipos de roca; por ejemplo: los cambios graduales de cuarcita a gneis granítico, mostrando feldespaticización según los planos de estratificación, y los cambios graduales de rocas mixtas fajeadas o migmatita a gneis granítico, los cuales demuestran reemplazamiento pasivo sin perturbación alguna ni de las láminas y fajas más delgadas.

3. Las posiciones de los enjambres de esquistos concuerdan con la exfoliación de las rocas metamórficas circundantes; son compatibles con la estructura general de la localidad. La exfoliación es en la migmatita y en los gneis graníticos la expresión metamórfica de la estratificación original.

4. Las lenguas entrelazadas a manera de dedos de las rocas metamórficas y metasedimentarias representan horizontes estratigráficos residuales más resistentes al metamorfismo. Las fajas delgadas formadas de minerales pesados y resistentes representan la estratificación residual o de relicto.

5. Los criterios mineralógicos comprenden la variación del tamaño del grano en una especie mineralógica, la presencia de sillimanita, es-

taurilita, cianita, cordierita y calcita, la variación de composición de los diferentes granos de plagioclasa en la misma roca, la preponderancia del cuarzo sobre otros minerales y el alto porcentaje de zircons redondeados.

Ortogneis—gneis de origen ígneo

1. La estructura interna, la composición y las relaciones estructurales respecto a otras rocas, son de ayuda en la identificación de los ortogneis. Por ejemplo, existen entre las rocas relaciones discordantes en pequeña escala. Estas pueden ser interpretadas como intrusión magmática predominantemente concordante semejando a un facolito, como es indicado por muchos ortogneis de las altiplanicies de Nueva Jersey y de los Adirondacks.

2. La alineación de un ortogneis puede estar formada por minerales como biotita y hornblenda en cintas alargadas y lentes. Entonces la alineación se vuelve indistinta y la roca pasa en forma gradual a roca ígnea típica granitoide de grano grueso. La trama blastoporfirítica o la presencia de microclina perthita son una clave más hacia su origen.

3. La preponderancia de los feldespatos de potasio sobre el cuarzo.

4. La presencia de plagioclasa de composición uniforme en toda la roca.

5. La presencia de zircón euhedral de la misma variedad en toda la roca.

ANFIBOLITAS

Definición y trama

Las anfibolitas son rocas metamórficas compuestas esencialmente de hornblenda y plagioclasa. Aunque mineralógicamente simples, son variables en textura y ocurrencia en el campo. Las anfibolitas se encuentran entre las rocas más comunes formadas por metamorfismo regional de grado moderado a alto y pertenecen a la facies de la anfibolita almandina. La textura es granoblástica, exfoliada o alineada, y entre ellas existe una variación gradual completa. Típicamente, la exfoliación es ocasionada por el alineamiento de la hornblenda y la biotita. La exfoliación puede no ser notable en los tipos que contienen poca mica. Las anfibolitas pueden ser de grano grueso, de grano fino, homogéneas o esquistosas; otras pueden tener apariencia manchada o rayada debida a la segregación de minerales oscuros.

Las anfibolitas pueden ser de composición fajeada, paralela a la exfoliación. Las anfibolitas que están en contacto con esquisto, gneis, granito, o mármol y cuarcita, exhiben contactos de diversos tipos, ha-

biendo entre ellas cambio gradual de textura y de composición. En ocasiones están presentes estructuras residuales que sirven de indicio en la determinación del origen de las anfibolitas. Por ejemplo, en el centro de un afloramiento de anfibolita puede aflorar un núcleo de metagabro o rocas metaultramáficas. Claramente, la anfibolita es un gabro metamorfoseado u ortoanfibolita.

En la tabla 10-9 se indica la composición química de las anfibolitas.

TABLA 10-9
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ANFIBOLITAS, GRANULITAS,
CHARNOCKITAS Y ECLOGITAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	50.3	55.1	71.8	69.4	49.0
TiO ₂	1.6	1.3	0.6	0.6	—
Al ₂ O ₃	15.7	14.7	13.5	13.5	14.5
Fe ₂ O ₃	3.6	2.0	1.0	1.0	3.8
FeO	7.8	7.0	4.6	3.6	9.1
MnO	0.2	0.2	tr	0.1	—
MgO	7.0	7.9	1.9	1.4	8.9
CaO	9.5	7.1	1.5	2.4	11.5
Na ₂ O	2.9	2.5	2.3	3.2	2.5
K ₂ O	1.1	1.0	2.8	3.7	0.7
P ₂ O ₅	0.3	1.0	tr	0.1	tr
Total	100.0	99.8	100.4	99.0	100.0

^a Promedio de 200 anfibolitas; E. Poldervaart, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, pág. 136, 1955.

^b Promedio de 10 granulitas de hiperstena, Laponia, Finlandia; P. Eskola, *Am. J. Sci.*, pág. 144, 1952.

^c Promedio de 10 granulitas libres de hiperstena, Laponia, Finlandia; P. Eskola, *ibid.*, pág. 146.

^d 13 charnockitas del área tipo cercana a Madrás, India; A. P. Subramaniam, *Am. J. Sci.*, págs. 348-349, 1959.

^e Promedio de 34 eclogitas; P. Lapadu-Hargues, *Bull. soc. géol. France*, 6^a ser., vol. 3, pág. 166, 1953.

Origen y ocurrencia

Aunque mineralógicamente simples, las anfibolitas se forman de rocas de diversa composición, notablemente de rocas ígneas máficas a ultramáficas, de calizas inicialmente puras, de sedimentos calcáreos impuros y de tobas y sedimentos tobáceos, todas las cuales han sido afectadas por la introducción metasomática de sílice, magnesita y hierro. No siempre es posible distinguir las ortoanfibolitas de las paraanfibolitas.

R. E. Wilcox y A. Poldervaart se han ocupado de los problemas de la anfibolita. Estos investigadores creyeron que los problemas son, en

taurilita, cianita, cordierita y calcita, la variación de composición de los diferentes granos de plagioclase en la misma roca, la preponderancia del cuarzo sobre otros minerales y el alto porcentaje de zircones redondeados.

Ortogneis—gneis de origen igneo

1. La estructura interna, la composición y las relaciones estructurales respecto a otras rocas, son de ayuda en la identificación de los ortogneis. Por ejemplo, existen entre las rocas relaciones discordantes en pequeña escala. Estas pueden ser interpretadas como intrusión magmática predominantemente concordante semeando a un facolito, como es indicado por muchos ortogneis de las altiplanicies de Nueva Jersey y de los Adirondacks.

2. La alineación de un ortogneis puede estar formada por minerales como biotita y hornblenda en cintas alargadas y lentes. Entonces la alineación se vuelve indistinta y la roca pasa en forma gradual a roca ígnea típica granitoide de grano grueso. La trama blastoporfirítica o la presencia de microclina perthita son una clave más hacia su origen.

3. La preponderancia de los feldespatos de potasio sobre el cuarzo.

4. La presencia de plagioclase de composición uniforme en toda la roca.

5. La presencia de zircón euhedral de la misma variedad en toda la roca.

ANFIBOLITAS

Definición y trama

Las anfibolitas son rocas metamórficas compuestas esencialmente de hornblenda y plagioclase. Aunque mineralógicamente simples, son variables en textura y ocurrencia en el campo. Las anfibolitas se encuentran entre las rocas más comunes formadas por metamorfismo regional de grado moderado a alto y pertenecen a la facies de la anfibolita almandina. La textura es granoblástica, exfoliada o alineada, y entre ellas existe una variación gradual completa. Típicamente, la exfoliación es ocasionada por el alineamiento de la hornblenda y la biotita. La exfoliación puede no ser notable en los tipos que contienen poca mica. Las anfibolitas pueden ser de grano grueso, de grano fino, homogéneas o esquistosas; otras pueden tener apariencia manchada o rayada debida a la segregación de minerales oscuros.

Las anfibolitas pueden ser de composición fajeada, paralela a la exfoliación. Las anfibolitas que están en contacto con esquisto, gneis, granito, o mármol y cuarcita, exhiben contactos de diversos tipos, ha-

biendo entre ellas cambio gradual de textura y de composición. En ocasiones están presentes estructuras residuales que sirven de indicio en la determinación del origen de las anfibolitas. Por ejemplo, en el centro de un afloramiento de anfibolita puede aflorar un núcleo de metagabro o rocas metaultramáficas. Claramente, la anfibolita es un gabro metamorfoseado u ortoanfibolita.

En la tabla 10-9 se indica la composición química de las anfibolitas.

TABLA 10-9
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ANFIBOLITAS, GRANULITAS,
CHARNOCKITAS Y ECLOGITAS

Componente	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e
SiO ₂	50.3	55.1	71.8	69.4	49.0
TiO ₂	1.6	1.3	0.6	0.6	—
Al ₂ O ₃	15.7	14.7	13.5	13.5	14.5
Fe ₂ O ₃	3.6	2.0	1.0	1.0	3.8
FeO	7.8	7.0	4.6	3.6	9.1
MnO	0.2	0.2	tr	0.1	—
MgO	7.0	7.9	1.9	1.4	8.9
CaO	9.5	7.1	1.5	2.4	11.5
Na ₂ O	2.9	2.5	2.3	3.2	2.5
K ₂ O	1.1	1.0	2.8	3.7	0.7
P ₂ O ₅	0.3	1.0	tr	0.1	tr
Total	100.0	99.8	100.4	99.0	100.0

^a Promedio de 200 anfibolitas; E. Poldervaart, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, pág. 136, 1955.

^b Promedio de 10 granulitas de hiperstena, Laponia, Finlandia; P. Eskola, *Am. J. Sci.*, pág. 144, 1952.

^c Promedio de 10 granulitas libres de hiperstena, Laponia, Finlandia; P. Eskola, *ibid.*, pág. 146.

^d 13 charnockitas del área tipo cercana a Madrás, India; A. P. Subramaniam, *Am. J. Sci.*, págs. 348-349, 1959.

^e Promedio de 34 eclogitas; P. Lapadu-Hargues, *Bull. soc. géol. France*, 6^a ser., vol. 3, pág. 166, 1953.

Origen y ocurrencia

Aunque mineralógicamente simples, las anfibolitas se forman de rocas de diversa composición, notablemente de rocas ígneas máficas a ultramáficas, de calizas inicialmente puras, de sedimentos calcáreos impuros y de tobas y sedimentos tobáceos, todas las cuales han sido afectadas por la introducción metasomática de sílice, magnesia y hierro. No siempre es posible distinguir las ortoanfibolitas de las paraanfibolitas.

R. E. Wilcox y A. Poldervaart se han ocupado de los problemas de la anfibolita. Estos investigadores creyeron que los problemas son, en

muchos aspectos, la contraparte de los problemas del granito, y que es esencial la resolución de los mismos para la comprensión de la geología de las regiones metamórficas.

El trabajo reciente de campo y de laboratorio permite una mejor comprensión de las rocas metabasálticas y de los factores que contribuyen a su recrystalización. Poldervaart ha estudiado las dificultades para establecer el origen metamórfico de las rocas basálticas de tendencia granulítica en la facies de la anfibolita, puesto que el agrupamiento mineral de tales rocas es similar al de sus equivalentes no metamorfoseados. Probablemente algunas ocurrencias descritas como no metamorfoseadas son en realidad de origen metamórfico. Yoder y Tilley, en su investigación del agua basáltica, han encontrado que los magmas basálticos que cristalizan en combinaciones del plagioclasa-piroxeno deben tener poca agua, y que las rocas pueden considerarse como no metamorfoseadas. Por otra parte, las rocas de plagioclasa-hornblenda pueden considerarse como resultantes de metamorfismo, aunque puedan haberse originado por cristalización primaria de magmas basálticos ricos en agua. Esta incertidumbre puede explicar la esparcida ocurrencia de las anfibolitas o rocas de plagioclasa-hornblenda. En consecuencia, hay razón para tener una precaución extremada tanto al considerar como de origen magmático a los agrupamientos de plagioclasa-piroxeno como para concluir que los agrupamientos de plagioclasa-hornblenda han resultado de metamorfismo.

El problema de la distinción entre las para- y las ortoanfibilas es bien conocido. Los dos tipos de anfibilas no pueden ser distinguidos químicamente por su composición química de conjunto o por sus contenidos de Cr, Ni y Co. Se necesita explorar aún más la posibilidad de hacer tal distinción sobre la base del contenido de Ti o Sr.

Las para- y las ortoanfibilas se distinguen corrientemente en el campo por su interstratificación íntima con otras rocas metasedimentarias y la carencia de uniformidad en las fajas hornbléndicas mostradas por la paraanfibilas, en contraste con la mayor uniformidad de la ortoanfibilas.

Las paraanfibilas pueden representar sedimentos tobáceos máficos, grauwackas dolomíticas y pizarras (shale) dolomíticas. Su identificación con uno de estos tipos de roca es de importancia y contribuye al conocimiento del ambiente geológico durante la deposición e historia metamórfica subsecuente de las rocas. Sin embargo, el problema puede complicarse aún más por la ocurrencia de pequeños cuerpos de ortoanfibilas en grandes unidades de paraanfibilas. En las grandes unidades de paraanfibilas bien fajeadas pueden encontrarse pequeñas lentes de rocas máficas y ultramáficas, como en las montañas Beartooth,

de Montana y Wyoming, y en el área de la montaña Bakersville-Roan, de Carolina del Norte; los dos tipos de anfibilas son entonces indistinguibles en el campo. Es claro que hay necesidad de hacer más investigaciones para resolver el enigma del origen de las paraanfibilas y para establecer criterios para distinguir las anfibilas de origen ígneo de las de origen sedimentario.

En general, las anfibilas formadas de rocas ultramáficas son de ordinario ricas en anfíboles altamente magnesianos, como la antofilita y cummingtonita. Las anfibilas derivadas de las rocas ígneas máficas tienden a tener cantidades iguales de hornblenda y plagioclasa de variedad más cálcica, y en las anfibilas de origen tobáceo, el cuarzo puede ser notable. La distinción entre las paraanfibilas y las ortoanfibilas puede basarse en relaciones de campo y características de trama. Las láminas y capas bien exfoliadas y estructuralmente concordantes tienen probabilidades de ser paraanfibilas, mientras que los cuerpos de forma de tapón que carecen de orientación de sus minerales son probablemente de ortoanfibilas.

Las anfibilas son esparcidas y comunes en muchas regiones metamórficas. Ejemplos excelentes de anfibilas precámbricas se encuentran en la serie Grenville de los Adirondacks, montañas Beartooth de Wyoming y Montana, Grand Canyon de Arizona y en el Biwabik de Minnesota. Otras ocurrencias comprenden las rocas volcánicas Ammonoosuc de edad ordoviciana en New Hampshire; la montaña Thirty-one Mile, en Guffey, Colorado, y la Sierra Nevada, de California.

GRANULITAS

Se han hecho referencias muy variadas en relación con la voz "granulita", considerándola como un nombre de textura al igual que granoblástico, como un término litológico sinónimo de metamórficas cuarzofeldespáticas, y también como una denominación de facies. En esta obra se restringirá su uso a las rocas de la facies de la granulita producida a temperatura y presión elevadas y a partir de diversos materiales primarios. En la tabla 10-9 se presenta la composición química de las granulitas.

En composición mineralógica, las granulitas pueden ser cuarzofeldespáticas o portadoras de piroxenos (véase la tabla 10-10). Las primeras se caracterizan por exfoliación determinada por la alternación de lentes de cuarzo grueso con capas de granate granoblástico fino, cuarzo, plagioclasa y ortoclasa. Los prismas de hornblenda, cianita y sillimanita yacientes en el plano de exfoliación pueden acentuar la trama fajeada o esquistosa. Las últimas son rocas granoblásticas o masivas

compuestas de plagioclasa, hiperstena, granate y diópsida. Los tipos de granulitas pueden distinguirse por la composición, como *granulita granítica*, *granulita norítica*, *granulita diorítica de piroxeno* y *granulita ultramáfica*, o por medio de un adjetivo calificativo para indicar la trama de la roca, como *granulita masiva clara*, *granulita exfoliada clara* y *granulita masiva oscura*.

La mayoría de las granulitas cuarzofeldespáticas tienen características químicas que se parecen mucho a las de las diferentes rocas sedimentarias ricas en alúmina, como las pizarras (shale) arenosas o fangosas. Es muy significativa la ocurrencia de grafito y de minerales sulfuros, los cuales señalan sedimentos bituminosos antiguos que contienen materia

TABLA 10-10
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS GRANULITAS, ECLOGITAS Y CHARNOKITAS
(En por ciento)

Mineral	Granulitas		Eclogitas		Charnockitas			
	(1) ^a	(2) ^b	(3) ^c	(4) ^d	(5) ^e	(6) ^f	(7) ^g	(8) ^h
	Norma	Modos						
Cuarzo	9.7	3.1	5.7	—	29.4	5.8	0.6	—
Feldespato de potasio	6.1	—	—	—	29.4	4.0	1.1	—
Plagioclasa	44.8	33.7	—	—	26.7	44.8	36.2	46.0
Hiperstena	20.7*	7.0	—	—	6.7	14.9	13.6	10.1
Omfacita	—	—	56.6	57.0	—	—	—	—
Diópsida	11.7	9.6	—	—	—	18.0	24.4	6.2
Hornblenda	—	41.8	—	3.0	—	5.3	16.7†	12.0
Granate	—	—	36.6	28.0	4.0	—	4.3	20.3
Rutilo	—	—	1.1	12.0†	—	—	—	—
Minerales (menas)	5.3	2.3	—	—	1.4	6.2	2.7	5.2
Total	98.3	97.5	100.0	100.0	97.6	99.0	99.6	99.8

^a Promedio de 10 granulitas de hiperstena, Laponia; P. Eskola, *Am. J. Sci.*, pág. 145, 1952.

* Incluye 4 por ciento de olivino.

^b Promedio de 2 granulitas de hornblenda de los Adirondacks, Nueva York; A. F. Buddington, *Geol. Soc. Am. Mem.* 7, pág. 12, 1939.

^c Eclogitas, distrito Glenelg, Inverness-Shire; A. R. Alderman, *Quart. J. Geol. Soc. London*, pág. 505, 1936.

^d Eclogita, condado Sonoma, California; G. Switzer, *Am. J. Sci.*, pág. 3, 1945.

† Incluye glaucófano, clorita y esfena.

^e Promedio de 13 charnockitas silíceas del área tipo cercana a Madrás, sur de la India; A. P. Subramaniam, *Am. J. Sci.*, págs. 350-351, 1959.

^f Promedio de 4 charnockitas intermedias; A. P. Subramaniam, *ibid.*, pág. 351.

^g Promedio de 2 charnockitas máficas; A. P. Subramaniam, *ibid.*

‡ Incluye 6.7 por ciento de biotita.

^h Promedio de 2 charnockitas ultramáficas; A. P. Subramaniam, *ibid.*

orgánica. La mayoría de las granulitas cuarzofeldespáticas se forman a partir de rocas ígneas silíceas y arcosas. La mayor parte de las granulitas máficas son químicamente semejantes a las rocas ígneas, variando desde basaltos hasta andesitas y dacitas. Las granulitas ultramáficas son químicamente análogas a las peridotitas. Aunque el complejo de granulita puede comprender rocas de los más de los tipos primarios, las cuarcitas puras y las calizas están notablemente ausentes.

Las granulitas ocurren en los terrenos metamórficos precámbricos, como en los Adirondacks, Sajonia, Austria, Finlandia, Ceilán, Africa oriental, Australia central, el macizo Aldan de Siberia y la Antártida.

CHARNOCKITAS

En 1893, Thomas Holland sugirió el término *charnockita* para un granito de hiperstena, en honor de Job Charnock, cuya lápida sepulcral fue hecha de esta roca. La *serie de la charnockita* descrita primero por Holland en 1900, procedente del área tipo cercana a Madrás, de la India peninsular, se refiere a un grupo de rocas genéticamente relacionadas con la charnockita, las cuales varían desde la piroxenita silícea hasta la ultramáfica, y se caracterizan por su trama granoblástica y la presencia constante de hiperstena. En la tabla 10-9 figura la composición química de la charnockita y en la tabla 10-10 se indica también por otra parte su composición mineral.

Una reciente reinterpretación de las charnockitas, hecha por Subramaniam, del área tipo de la India, indica que la charnockita es una roca de hiperstena-cuarzo-feldespato, con o sin granate, caracterizada por feldespato azul verdoso y cuarzo azul grisáceo, siendo el feldespato dominante una micropertthita. El término "serie de la charnockita" es redefinido y restringido a un grupo de rocas graníticas granatíferas portadoras de hiperstena, genéticamente relacionadas, de origen ígneo primario, como el granito de hiperstena, sienita de hiperstena-cuarzo y alaskita. Además se incluyen en la serie las pegmatitas gruesas de todos los tipos anteriores. Esto corresponde a la división silícea de la serie de la charnockita de Holland. La división intermedia consiste en un conjunto de rocas híbridas derivadas por interacción del magma de charnockita sobre las granulitas de piroxeno del basamento, mientras que la división máfica está constituida en su mayor parte de granulitas de piroxeno, las cuales están interestratificadas con gneis de sillimanita granatíferos cuarzofeldespáticos. La norita y las capas piroxénicas afines y el schlieren (cintado) se consideran como lentes sintectónicas; no están relacionadas con la serie de la charnockita, pero fueron asignadas a una división ultramáfica por Holland. La textura

de las rocas varía desde los tipos gruesamente cristalinos hasta los tipos densos completamente recrystalizados similares a la cuarcita.

Se cree que la serie de rocas de charnockita de la India se emplazó en forma de gruesas láminas y lentes en rocas del basamento suavemente plegadas; todas las unidades rocosas han sufrido subsecuentemente deformación regional y metamorfismo intensos. La reinterpretación y la restricción de la serie de la charnockita a las rocas graníticas portadoras de hiperstena explica satisfactoriamente la asociación casi universal de las charnockitas con las granulitas de piroxeno y los gneis de sillimanita en la India, y quizá en otras áreas de escudo precámbricas.

En los Adirondacks de Nueva York, las charnockitas, sienitas y monzonitas están asociadas con anortositas. Por la ocurrencia de campo y la investigación petrográfica, el autor cree que la presencia de las rocas graníticas portadoras de hiperstena se debe a un ambiente particular de intrusión, porque representan una serie de plegamientos isoclinales apretados o lentes que buzcan suavemente hacia la exfoliación de las anortositas. Se cree, en general, que las charnockitas se han recrystalizado en condiciones de metamorfismo de emplazamiento profundo de rocas cuarzofeldespáticas de origen ígneo.

Las charnockitas están diseminadas en los terrenos precámbricos de la India peninsular, y también hay ocurrencias muy conocidas de charnockita en el suroeste de Suecia; cerca de Arendal, Noruega; cerca de Gangin, Australia, y en Uganda, Africa oriental.

ECLOGITAS

Definición y variedades

La *eclogita* es relativamente rara. Fue descrita originalmente en 1822 por A. J. Häuy, como una roca compuesta de un piroxeno verde como la hierba llamada omfacita y de granates color de rosa. Esta definición ha sido considerablemente modificada desde entonces, a raíz de los estudios efectuados sobre las eclogitas por P. Y. Briere, L. Hezner, P. Eskola, C. E. Tilley y otros. De los conjuntos estrictamente bimineralicos de piroxeno y granate, el nombre se ha extendido a los agrupamientos polimineralicos, con plagioclasa, anfíbol, cianita y otros minerales. Sin embargo, muchas autoridades consideran a la omfacita, un miembro de la serie diópsida-jadeíta, como un mineral crítico para establecer una roca como eclogita (véase la tabla 10-10). Los granates magnesianos son ricos en piropero y moléculas de almandina; los granates en las eclogitas verdaderas son más pirópicos que los de los gabros y granulitas. Se cree que muchas rocas que llevan granates de almandina y

descritas como eclogitas pueden ser solamente granulitas o anfíbolita de alto grado. En la tabla 10-9 se indica la composición química de las eclogitas.

La mayoría de las eclogitas tienen trama granoblástica sin exfoliación notable. El burdo alineamiento de los anfíboles prismáticos y el piroxeno, aunado con los granates porfiroblásticos de color rosa a rojo, describe la trama de la eclogita. Las variedades pueden ser designadas por los minerales característicos prominentes, como *eclogita de broncita-granate*, *eclogita broncítica*, *eclogita de hornblenda*, *eclogita de plagioclasa* y *eclogita normal* (roca de omfacita-granate).

Origen y ocurrencia

La notable composición mineral y excepcional densidad (4.2 a 3.35 g por centímetro cúbico) de las eclogitas son una indicación del ambiente anhidro y de alta presión en cuyas condiciones se han cristalizado las rocas madres originales, probablemente de composición gabroica. El origen de las eclogitas es un tema de mucha discusión. Eskola, en su estudio de las eclogitas de Noruega, resume cuatro modos principales de ocurrencia: 1) inclusiones en kimberlitas, basaltos y rocas ultramáficas granatíferas; 2) cintas alargadas y fajas encerradas en dunitas, que pasan a granulitas granatíferas; 3) masas lentoides encerradas en gneis de migmatita, interpretadas como fragmentos de masas de emplazamiento profundo movidas hacia arriba por intrusiones ígneas, y 4) fajas en rocas de facies inferiores asociadas con anfíbolitas, esquistos de mica y semejantes, en regiones de plegamiento y deformación alpinos.

Yoder esbozó en 1950 seis puntos de vista sobre el origen de las eclogitas: 1) cristalización directa a partir de un magma en alta presión hidrostática; 2) metamorfismo de alto grado de rocas ígneas o sedimentarias; 3) metasomatismo de rocas ígneas o sedimentarias; 4) metamorfismo dinámico de rocas preexistentes; 5) metamorfismo de contacto hidrotermal, y 6) migmatización.

Por la ocurrencia en el campo y el intervalo químico restringido de las eclogitas, es probable que la mayoría de ellas hayan sido transportadas desde su lugar de origen hasta ambientes en los que la roca ha sufrido metamorfismo. Ejemplos de lo anterior son las inclusiones de eclogita en gneis y en migmatita en Noruega y California, y los bloques de eclogita atrapados en esquistos de serpentinita y glaucófano en algunos lugares de California. Quizá la mayoría de las eclogitas se hayan originado a gran profundidad, donde sólo existe material máfico y ultramáfico. El hecho de que la eclogita deba considerarse como ígnea más bien que como metamórfica no tiene importancia, porque a gran

profundidad los procesos ígneos y metamórficos se confunden, presumiblemente, uno con el otro.

Son muy conocidas la eclogita en el cinturón de esquisto de glaucófano de las cordilleras costeras de California y la de la serie eclogita-anfibolita de los Adirondacks de Nueva York. Ejemplos europeos ocurren en el Tirol, Noruega, Groenlandia, Francia y el Fichtelgebirge de Baviera. También hay eclogitas en el complejo Sittampundi en Madrás, en el sur de India (fig. 3-6, pág. 78).

MIGMATITAS

Definición, variedades y ocurrencia

Las mezclas complejas en pequeña escala de rocas graníticas y de otras clases se llaman *migmatitas*. Este nombre fue propuesto en 1907 por J. J. Sederholm para las rocas mixtas precámbricas en Finlandia. Las migmatitas pueden consistir en distintas variedades de rocas complejamente interestratificadas, más o menos esquistosas y gnéicas. Las rocas masivas graníticas a gnéicas, las pegmatitas y las aplitas están íntimamente asociadas con el esquisto de biotita, el gneis granítico rico en biotita, el gneis de hornblenda-plagioclasa, los hornfelses, la anfibolita y la cuarcita. Son comunes los contactos graduales entre las capas y fajas o rayas. Las pegmatitas tienden a estar recortadas (dentadas); la pegmatita dentada puede en parte seguir y en parte cruzar la exfoliación dominante de las masas de migmatita. Comparadas con las rocas no migmatizadas, las fajas oscuras son más oscuras, y las fajas claras son más claras y contienen cantidades menores de minerales máficos. Muchos agregados esencialmente monominerálicos de biotita o de hornblenda que se encuentran dentro de la migmatita indican extensa segregación metamórfica y considerable movilidad y migración de los componentes de los minerales. Los plegamientos complejos que tienen una variedad de orientaciones, y cruzan y acomodan paralelamente a las aplitas y pegmatitas, y las capas engrosadas o atenuadas, sugieren que hubo plasticidad considerable en las migmatitas en el tiempo de su formación.

Dos amplios tipos de migmatitas son:

1. *Migmatitas de la zona de los bordes*. En muchos contactos de plutones de granito, una zona de rocas mixtas o migmatitas separa el granito de la roca regional. En dicha zona, los plutones de granito muestran diversas relaciones con respecto a sus techos o paredes, y el grado de mezcla es muy variado. Los materiales móviles del granito pueden sumergir muchos fragmentos de rocas de las paredes y penetrar en éstas

como diques grandes y pequeños. Las brechas de contacto en las que fragmentos angulares de roca alterada de las paredes, están diseminados profusamente en una matriz granítica, como en el caso del batolito Chelan de Washington, son interpretados por A. C. Waters como evidencia de emplazamiento del granito por intrusión magmática. En algunos lugares abundan tanto las pequeñas inyecciones, que las áreas de contacto llegan a ser una zona de transición del gneis de penetración. A las migmatitas de este tipo se las ha llamado *arteritas* o *gneis de inyección*. En otras áreas, las rocas metamórficas se flexionan alrededor del plutón de granito. El plutón de granito puede también exhibir marcada estructura gnéica paralela a su pared, a lo largo de la cual puede estar cataclásticamente granulada y aun parcialmente recrystalizada. Venas y fajas alargadas de granito casi paralelas pueden extenderse hacia afuera del margen del granito, a lo largo de la exfoliación de la roca de la pared, dando origen a la *migmatita fajeada*.

En muchas partes del mundo se han registrado zonas angostas de migmatita que bordean a algunos plutones graníticos. Unos ejemplos excelentes son los que se encuentran en la cordillera Sawatch Range, de Colorado; en las montañas Inyo, del norte de California-Nevada; en el condado Dutchess, de Nueva York; en la región del lago Manapouri, en Fiordland, Nueva Zelandia, y en la región Stavanger, de Noruega.

2. *Desarrollo regional de las migmatitas*. Las migmatitas aparecen en una escala regional en los terrenos precámbricos. Sederholm estima que las migmatitas forman más de 20 por ciento de las rocas precámbricas expuestas del suroeste de Finlandia. H. H. Read ha descrito en Sutherland, Escocia, un complejo de migmatita que ocupa unos 1,800 kilómetros cuadrados. En el complejo igneometamórfico de las altiplanicies de New Jersey, C. N. Fenner ha descrito extensas masas de granitos y migmatitas relacionadas.

Origen de las migmatitas

Las migmatitas están muy extendidas en los basamentos continentales precámbricos, y el origen de las migmatitas regionales ha sido y sigue siendo un tópico discutible. ¿Se han formado las migmatitas por un remojamiento o la absorción íntimos de las rocas encajonantes efectuado por un magma granítico que fue inyectado en pequeñas lengüetas, fajas, semidiques y sills? ¿Representan la fusión parcial o la fusión selectiva de rocas metamórficas en su lugar, y las partes graníticas móviles son recolecciones de los elementos constitutivos más fácilmente fusibles que se han fundido y reunido en masas pequeñas, dejando sin asimilar a los elementos menos fusibles, las partes máficas,

metamórficas de la migmatita? ¿O es el granito de la migmatita el resultado de un reemplazamiento diferencial de las partes de las rocas metamórficas originales de los minerales característicos del granito? ¿Tiene lugar la mezcla del granito y otros materiales rocosos en un estado sólido, por difusión iónica? ¿O es la participación del magma un proceso esencial en la evolución de las migmatitas? ¿O todos estos procesos ocurren juntos para formar los complejos de migmatita? Estos son los problemas de la migmatización.

La saturación o absorción de la roca encajonante por el magma granítico desempeña un importante papel en la formación de las migmatitas. Por ejemplo, la conversión de la cuarcita huroniana y otras rocas sedimentarias en gneis feldespáticos y compuestos, por reemplazamiento metasomático regional, fue tan extensa que su composición y texturas originales fueron modificadas notablemente. La fuente del líquido impregnante debe ser buscada en las profundidades no expuestas, y el líquido es mencionado de diversos modos como jugo magmático, emanación magmática y licor granítico. A medida que aumenta la proporción de emanación magmática en relación con las rocas encajonantes, la masa se vuelve más móvil y adopta el carácter de magma. En consecuencia, la migmatización y los fenómenos magmáticos pasan de uno a otro mutuamente; en muchos lugares, los gneis compuestos convertidos a partir de la cuarcita huroniana pasan gradualmente a rocas que no pueden ser distinguidas en forma definida del granito. Las fajas y láminas de roca granítica en las migmatitas muestran esencialmente dos variedades: una es la trama granítica de venas paralelas a las superficies de esquistosidad de las rocas encajonantes exfoliadas; la otra es el plegamiento ptigmático que ocurre principalmente en roca encajonante no exfoliada. Las venas así plegadas se distinguen por su irregularidad y contorsión extremadas. Difieren las opiniones respecto al origen y significado del plegamiento ptigmático de las migmatitas. Buddington cree que el plegamiento ptigmático de la serie Grenville de los Adirondacks se debe a la inyección de magma a lo largo de la esquistosidad de las rocas exfoliadas durante la deformación activa. Read sugirió que el magma ha sido inyectado a lo largo de fisuras tortuosas que se han abierto en la roca no exfoliada rota y despedazada por fuerzas que han acompañado a la intrusión ígnea. Hay una opinión muy aceptada, sugerida por Sederholm, que expresa que las venas se originan como capas planares de magma en una roca encajonante que, vuelta móvil por su fusión parcial, se deforma tan irregularmente que imprime una forma muy contorsionada a las venas fluidas encerradas en ella. La inyección de magma a lo largo de superficies tales como juntas, exfoliación y superficies irregulares de ruptura en la roca

encajonante daría origen a la arterita o gneis de inyección. Turner y Verhoogen expresan la creencia de que los terrenos migmatíticos extensos del precámbrico son zonas de inyección en los bordes de las intrusiones graníticas subyacentes de inmenso tamaño.

A gran profundidad, la transición de condiciones metamórficas a magmáticas origina movilización de la masa de silicatos fundida. La fusión diferencial de las rocas encajonantes de composición variada da granito de bajo punto de fusión o líquido pegmatítico, el cual es distribuido en la roca en forma de láminas o venas discontinuas. La congelación subsecuente de la masa parcialmente fundida produciría migmatita. Esta teoría del origen de las migmatitas precámbricas de emplazamiento profundo ha sido apoyada por muchos petrólogos europeos, notablemente por Eskola y Holmquist.

Metamorfismo, magma y orogenia

INTRODUCCION

En la discusión del ciclo geosinclinal del Capítulo 8 se señaló que un geosinclinal es el lugar de sedimentación muy extensa, y que se depositan esporádicamente corrientes de lava básica con los sedimentos, formando "Flysch ofiolítico" en algunos casos. Un geosinclinal debe ser también una región sujeta a esfuerzo de compresión y a levantamiento que producen cadenas montañosas de plegamiento en conjunto con vulcanismo activo e invasión batolítica. La elevada temperatura y la alta presión, al obrar simultáneamente en el cinturón geosinclinal, o la elevada temperatura sola, pueden establecer un ambiente de movilidad química. Ambas condiciones deben conducir a la formación de minerales y rocas que son los productos de equilibrio del ambiente especial del metamorfismo. Se sabe que los grandes cinturones de rocas metamórficas paleozoicas y mezozoicas ocupan la parte central de cinturones geosinclinales. En realidad, las relaciones entre los geosinclinales y el metamorfismo son únicas, hasta el grado de que ciertas rocas metamórficas no se encuentran fuera de los lugares de antiguos cinturones geosinclinales.

Localmente, las aureolas de contacto de los estratos metamorfoseados ocurren alrededor de la intrusión ígnea. En este caso hay una prueba clara de que el metamorfismo puede ser producido por intrusión ígnea y de que no está relacionado en forma alguna con la distribución de los cinturones geosinclinales. Ciertamente, las condiciones en que tiene lugar el metamorfismo son: alta temperatura y movimiento de disoluciones acuosas químicamente activas capaces de establecer un ambiente de actividad química, en el cual se formen nuevos minerales por la destrucción de otros.

El metamorfismo es intenso a gran profundidad, en las zonas interiores de un geosinclinal, y se producen rocas especiales en condiciones que promueven el reagrupamiento de elementos en nuevos minerales y rocas estables en alta temperatura y presión restrictiva. Parece que al aumentar la profundidad dentro de la tierra, la presión, la temperatura y las zonas químicas se superponen o solapan de tal manera que las rocas metamórficas van más allá de los límites de los batolitos graníticos. En otras, la transición entre las dos es tan gradual que se cree que el desarrollo de las rocas ígneas haya ocurrido en el lugar por difusión iónica a través de un medio sólido. Este es un proceso de granitización en el cual ha ocurrido la transformación de la roca sólida en otra de textura, apariencia y composición mineralógica semejante a las del granito, sin pasar por la fase de fusión de silicatos. Hay razón para creer, sin embargo, que a gran profundidad puede generarse magma primario por la fusión real de la roca sedimentaria.

Por lo anterior, el lector debe percatarse de que las rocas exfoliadas de alto grado metamórfico están extensamente desarrolladas en las zonas internas, originalmente de emplazamiento profundo, de las cadenas montañosas de plegamiento erosionadas. Así ocurre en los escudos precámbricos. En ambas situaciones, las rocas exfoliadas pueden estar asociadas con grandes cuerpos de rocas graníticas. En algunos lugares, los granitos son "posttectónicos" o postcinéticos; son más jóvenes porque los granitos son claramente intrusivos dentro del esquisto, y una aureola marginal de metamorfismo de contacto se ha superpuesto sobre el metamorfismo primitivo del esquisto invadido. En otras partes, las masas graníticas comparten la exfoliación de los esquistos adyacentes. Las migmatitas están desarrolladas con profusión, y los contactos entre los componentes graníticos y metamórficos del complejo son confusos. El amplio cuadro estructural sugiere que la roca encajonante estuvo sometida a una deformación cortical mientras se estuvo emplazando el granito asociado. Tales granitos son más viejos y han sido descritos como granitos "sincinemáticos"; han sido interpretados, como se anotó antes, como debidos a la granitización de rocas sólidas en una etapa extrema de metamorfismo o a la fusión real del magma primario formador de la roca encajonante.

Las observaciones de campo han establecido claramente la íntima relación entre el metamorfismo y la actividad magmática. Es verdad que las rocas metamórficas pueden ocurrir a bastante distancia de las rocas ígneas aflorantes. Las explicaciones de estos fenómenos han sido que la temperatura metamórfica puede ser regulada por la proximidad a cuerpos de magma caliente, o que puede deberse al calor procedente de alguna fuente no magmática, tales como el calor generado mecánica-

mente por esfuerzo terrestre tangencial en los niveles más altos de la corteza terrestre, el interior de la Tierra, y por desintegraciones radiactivas. Los problemas relativos al suministro de calor para el metamorfismo, el mecanismo de la orogenia y el modo de origen de los magmas están estrechamente interrelacionados. Todos tienen cierta conexión con los problemas fundamentales de la distribución y fluctuación geotérmicas, dentro de la capa superficial de la Tierra y la corteza profunda. Las interrelaciones entre el metamorfismo, la perturbación orogénica y el emplazamiento de los cuerpos graníticos pueden explorarse mejor considerando los dos tipos principales de metamorfismo; a saber: el de contacto y el regional. Cada uno de ellos se tratará separadamente.

METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas que han sido visiblemente alteradas por efecto del calor en ausencia de un marcado esfuerzo de cizalleo se las considera como térmicamente metamorfoseadas. Puesto que el metamorfismo de este tipo ocurre en las aureolas de contacto que rodean a las intrusiones ígneas, se le llama también *metamorfismo de contacto*. Hay una variación considerable en la naturaleza de las rocas producidas. Las rocas arcillosas recristalizadas menos completamente, desarrolladas en las partes exteriores de las aureolas de contacto, se conocen como pizarras (slate) manchadas, esquistos manchados y rocas relacionadas. Tales rocas, como el nombre lo sugiere, están manchadas con parches micáceos, cloríticos, o con porfiroblastos de cordierita y andalucita. Otros productos del metamorfismo de contacto son los hornfelses y los skarns que se desarrollan cerca de los cuerpos ígneos.

La pizarra (slate) y los esquistos manchados se caracterizan por su textura porfiroblástica. Los hornfelses típicos, por otra parte, tienden a ser de grano uniforme. En algunos hornfelses se presenta biotita en cantidad considerable con hojuelas orientadas al azar. La mayoría de las rocas carbonatadas (mármoles) son de grano muy grueso y comúnmente granoblásticas.

Dos facies están representadas por los hornfelses; a saber: la de la anfibolita y la de los hornfelses de piroxeno de mayor temperatura. Las rocas carbonatadas que contienen tremolita, diópsida, wollastonita, forsterita y periclase, pertenecen a la segunda de esas facies.

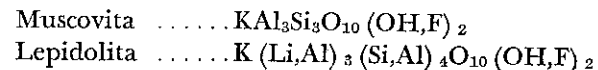
Aunque ya se han descrito los productos del metamorfismo de contacto, en esta sección se presenta un análisis detallado de la naturaleza del metamorfismo de contacto.

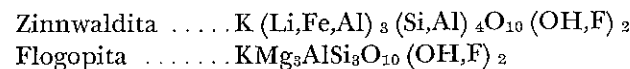
FACTORES RELACIONADOS CON EL METAMORFISMO DE CONTACTO

El carácter y la extensión de los efectos de contacto producidos por la intrusión de los cuerpos graníticos dependen de varios factores. En general, cuanto mayor es el tamaño de una masa intrusiva, mayores son los efectos de contacto producidos en las rocas circundantes. La aureola de contacto, por ejemplo, alrededor de los grandes troncos (stocks) de granito, batolitos y cuerpos intrusivos de tamaño similar puede tener varios kilómetros de ancho, pero en los sills o diques pequeños la alteración puede ser difícilmente notable. Los cuerpos intrusivos cuyos flancos buzan suavemente producen aureolas de contacto más anchas que los que tienen flancos de buzamiento fuerte. También aquellos cuyos techos son de forma irregular y están marcados por pendientes que cuelgan del mismo, dan origen a extensas aureolas de contacto. En los batolitos de la Sierra Nevada, por ejemplo, los colgantes del techo compuestos de hornfelses son de varios kilómetros de extensión.

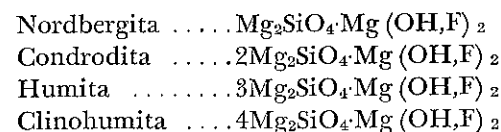
La profundidad de la intrusión parece ser importante en la formación de la aureola de contacto; así, cuanto más alta es la temperatura inicial y más lenta la rapidez de enfriamiento, mayor es el efecto metamórfico producido. Las paredes de un respiradero volcánico por el cual ha salido magma, y los xenolitos sumergidos en un magma caliente, están con frecuencia intensamente alterados.

Con la retención de las soluciones acuosas y gases químicamente activos durante el enfriamiento lento a profundidad, se facilitan mucho los cambios metamórficos y son complejos. A medida que estas sustancias activas remojan o son absorbidas por las rocas regionales, se forman nuevos minerales por reemplazamiento metasomático de los otros. Las intrusiones ígneas acompañadas por líquidos y gases copiosos químicamente activos originan comúnmente metamorfismo hidrotermal o neumatolítico de contacto. La neumatolisis ya ha sido tratada anteriormente en relación con el emplazamiento del granito. Si la roca de contacto es reactiva, como, por ejemplo, una roca sedimentaria calcárea impura, las rocas actúan como un filtro y capturan los vapores y soluciones que escapan, los cuales ayudan a la formación de una gran variedad de minerales de reacción. Los minerales típicos formados en el contacto de las rocas calcáreas son grosularita, diópsida y wollastonita, acompañados con frecuencia por fluorita, sulfuros de zinc, plomo, cobre y hierro. Otros minerales neumatolíticos de interés son los de la familia de la mica:





y los de la familia de la humita:



✓ Es una realidad bien conocida que los granitos producen un efecto metamórfico mucho mayor que las rocas gabbroicas. Esto se debe principalmente al hecho de que los magmas graníticos están más ricamente cargados de líquidos y gases químicamente activos que los magmas gabbroicos. Hay casos, sin embargo, donde el metamorfismo de contacto ha sido ocasionado indudablemente por intrusiones máficas. De este tipo son las zonas de contacto formadas a lo largo de las superficies de base y de las márgenes de las grandes láminas de rocas gabbroicas, ejemplo de las cuales son el lopolito del complejo Bushveld, de Africa del Sur, y el "gabro Duluth", de Minnesota (pág. 413). Los efectos del metamorfismo en las rocas sensibles como la pizarra (slate) pueden ser reconocibles, en condiciones favorables, en toda la aureola que se extiende varios cientos de metros desde los contactos visibles. Las aureolas amplias que bordean a las intrusiones máficas pueden exhibir visibles formaciones de zonas progresivas, por ejemplo, partiendo de pizarra (slate), a esquisto de biotita, hasta a hornfelses de cordierita o andalucita. Pero, en conjunto, las aureolas que circundan a las intrusiones máficas tienden a ser más angostas y menos notables que las que rodean a los cuerpos comparables de rocas graníticas, y hay casos en los que las hojas de diabasa formadas de varias veintenas de metros de espesor, han afectado escasamente a las rocas circundantes.

✓ Finalmente, la composición de las rocas originales sometidas a calor influye sobre la naturaleza y extensión del metamorfismo. Las rocas sedimentarias arenáceas son muy poco afectadas. Se recrystalizan en cuarcita y pueden contener minerales metamórficos de contacto esparcidos. Las rocas ígneas invadidas sufren poco cambio, así como tampoco muestran alteración pronunciada las rocas metamórficas invadidas, especialmente las rocas metamórficas de alto grado que tienen elementos constitutivos ya metamorfoseados a minerales estables en condiciones de alta temperatura y presión. En general, las rocas más susceptibles al metamorfismo de contacto son las arcillosas y las carbonatadas. Se considerará a cada una de éstas individualmente.

METAMORFISMO DE CONTACTO DE LAS ROCAS ARCILLOSAS

Las rocas arcillosas están compuestas principalmente de cuarzo, feldespato, micas y cloritas, así como de una cantidad de productos coloidales de descomposición, como silicatos de aluminio hidratados, óxidos de hierro y sílice. Desde el punto de vista del metamorfismo, los constitutivos químicos de la roca arcillosa comprenden sílice, alúmina, magnesita, potasa y óxidos ferrosos y férricos. En el metamorfismo de contacto, estos elementos se unen para formar minerales característicos, tales como la andalucita, chialtolita, sillimanita, cordierita, estauroilita y granate magnésiano, muchos de los cuales no son conocidos en las rocas ígneas. Como ya se definió, el metamorfismo térmico de los diversos tipos de rocas arcillosas produce modificaciones que dan lugar a rocas metamórficas conocidas como hornfelses o *corneanas*.

Los agrupamientos minerales de los hornfelses dependen de la composición química de los sedimentos originales. Este problema fue resuelto por Goldschmidt en 1912, en el distrito de Oslo (Kristiania), de Noruega. Las rocas arcillosas del Paleozoico Inferior del distrito de Oslo contienen algunos componentes que llevan hierro y magnesita además de los minerales arcillosos y el feldespato. El cuarzo siempre está presente. Por lo tanto, siempre hay disponible en los hornfelses suficiente SiO_2 para formar silicatos. Aparte del SiO_2 , los cuatro compuestos químicos principales de constitución son Al_2O_3 , CaO , FeO y MgO . Los dos últimos pueden ser agrupados colectivamente a causa de sus relaciones isomorfas en los minerales máficos. En consecuencia, hay solamente tres componentes en un sistema; a saber: alúmina, cal y ferromagnesita ($\text{FeO} + \text{MgO}$).

El diagrama fundamental (diagrama ACF) para el estudio del metamorfismo térmico de las rocas arcillosas es aquel en el que las esquinas o vértices de un triángulo representan respectivamente los tres componentes que se acaban de mencionar (fig. 11-1). A partir de la alúmina, la cal y la ferromagnesita, se formarán siete minerales que son estables en las condiciones del metamorfismo de contacto: andalucita, Al_2SiO_5 , cordierita, $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$, anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, hiperstena, $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, diópsida, $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, grosularita, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, y wollastonita, CaSiO_3 .

Aplicando la regla de las fases mineralógica como se esbozó en el Capítulo 1, de que el número de minerales estables de una roca no debe exceder del número de componentes, se ve fácilmente que (excepto para el cuarzo y algunos minerales alcalíferos) no deben ocurrir más de otros tres minerales en cualquiera de los hornfelses. Las observaciones han comprobado la validez de esta regla, y Goldschmidt ha

tenido éxito en establecer diez de tales agrupamientos posibles de hornfels, como sigue:

- Clase 1. Andalucita-cordierita (cuarzo, albita, ortoclasa, biotita)
- Clase 2. Andalucita-cordierita-plagioclasa (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 3. Cordierita-plagioclasa (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 4. Cordierita-hiperstena-plagioclasa (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 5. Hiperstena-plagioclasa (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 6. Hiperstena-plagioclasa-diópsida (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 7. Plagioclasa-diópsida (cuarzo, ortoclasa, biotita)
- Clase 8. Plagioclasa-diópsida-grosularita (cuarzo, ortoclasa)
- Clase 9. Diópsida-grosularita (cuarzo, ortoclasa)
- Clase 10. Diópsida-grosularita-wollastonita (cuarzo, ortoclasa)

Además de los minerales representados en el diagrama, se suponen presentes cuarzo, ortoclasa y biotita. Debe observarse que un aumento en la cantidad de cal produce cambios notables en la mineralogía en la evolución de los hornfels. La andalucita o sillimanita es incompatible con la hiperstena y todos los minerales portadores de cal, excepto la plagioclasa. De modo semejante, no puede existir la cordierita con la diópsida, grosularita y wollastonita. Debe hacerse notar también que éste no es un diagrama de fase en el sentido estricto. Simplemente indica

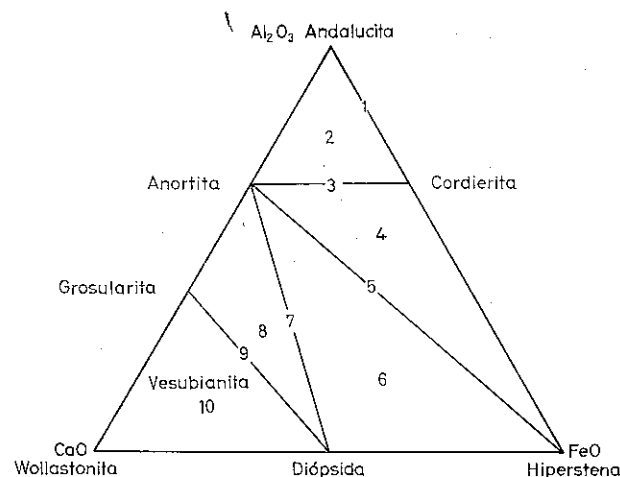


FIG. 11-1. Diagrama que representa los agrupamientos minerales de diez clases de hornfels del distrito de Oslo, Noruega. Otros constitutivos minerales, además de los indicados en el dibujo, son el cuarzo, la ortoclasa, y accesorios como la muscovita, apatita, etc. (Según V. M. Goldschmidt, 1912.)

qué minerales han sido observados sobre la base de la composición original de las rocas premetamórficas. La presencia de hidroxilo y bióxido de carbono puede conducir a la supresión de muchos de estos minerales en favor de otros, como la muscovita, la biotita, la clorita y la calcita.

Resultan otras variaciones en la mineralogía de los hornfels, del hecho de que la cordierita contiene generalmente sólo una substitución limitada de magnesio por hierro. Si el sedimento premetamórfico es alto en hierro, se forma granate de almandina junto con la cordierita. Es posible que la presencia de trazas de manganeso en la roca sedimentaria pueda favorecer la cristalización del granate mangánico. En conjunto, las diez clases principales de hornfels se comprobaron en el campo de Goldschmidt.

Algunas rocas arcillosas son ferruginosas, y contienen arcillas bauxíticas y lateríticas. El metamorfismo de contacto de estas rocas da origen a la cristalización del corindón, la espinela y la magnetita junto con la cordierita, la sillimanita y la andalucita. Estos minerales se encuentran comúnmente en las zonas de contacto de las rocas ígneas máficas a ultramáficas o como inclusiones en las mismas. Las rocas resultantes se conocen como *esmeril* (del cabo Emeri, Grecia). En algunos tipos de esmeril, la espinela sobrepasa al corindón; otros son feldespáticos con mucha plagioclasa. Las rocas o depósitos de esmeril en Peekskill, Nueva York, son lentes o cuerpos irregulares en forma de vainas en xenolitos de esquistos encerrados en el complejo de norita y piroxena Cortland.

Desde el punto de vista de la petrogénesis, es digna de mención la interpretación de Harker del metamorfismo progresivo de las rocas arcillosas en tres etapas:

De bajo grado

1. Pizarras (slate) manchadas, con manchones de clorita y grafito.
2. Cristalización de la biotita, comúnmente incipiente a grano fino, sin más asociación de clorita y sericita.
3. Formación de porfiroblastos, como la andalucita y cordierita.

De grado medio

1. Biotita y muscovita en hojuelas más toscas que en el bajo grado; la roca está ahora completamente recrystalizada.
2. Presencia de granate e hiperstena; la hornblenda está en sedimentos calcáreos; la clorita ya no sobrevive.
3. A partir de la muscovita se desarrollan ortoclasa y andalucita.

De alto grado

1. Por el reemplazamiento de la biotita y la muscovita se forman cordierita, sillimanita, ortoclasa e hiperstena.
2. La cordierita puede mostrarse bien desarrollada como porfiroblastos y cristales euhedrales.
3. La sillimanita toma el lugar de la andalucita.

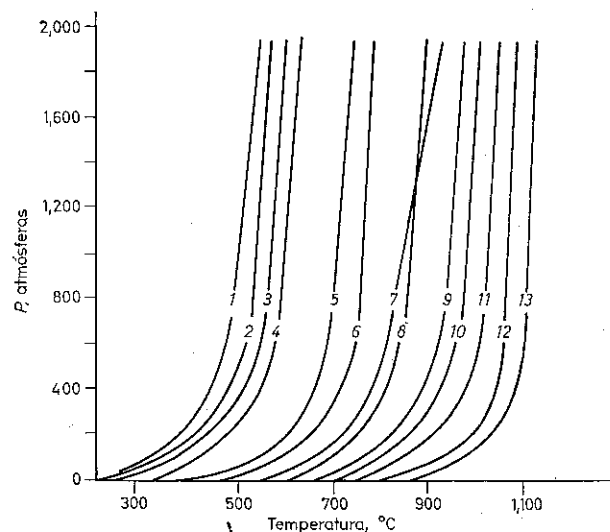


FIG. 11.2. Secuencia de la reacción en las dolomitas silíceas. (Según N. L. Bowen, *J. Geol.*, 1940.)

METAMORFISMO DE CONTACTO DE LAS ROCAS CALCÁREAS

El metamorfismo térmico de las rocas carbonatadas, a semejanza del de las rocas arcillosas, puede considerarse como una serie de pasos. Bowen ha establecido una serie de etapas que indican una descarbonatación térmica a temperaturas de reacción sucesivamente mayores. Tales pasos pueden identificarse por la aparición de un nuevo mineral, pero se vuelven más significativos si se consideran como incompatibilidad de los agrupamientos minerales.

Si una roca carbonatada impura es sometida a temperatura lentamente creciente, a presión constante, tiene lugar una serie de reacciones que implican la eliminación del CO_2 . Cada reacción es determinada por la temperatura y la composición de conjunto del sistema reaccionante. Tomando como base la evidencia experimental dentro del sistema calcita-dolomita-sílice, la ocurrencia en el campo y algunas consideraciones

teóricas, hay 13 posibles reacciones, y el metamorfismo progresivo de las calizas magnesianas de contenido de sílice variable puede concebirse que se realiza en 13 pasos (tabla 11-1). Como el CO_2 es una de las fases concernientes, la temperatura a la que se alcanza cada paso se eleva considerablemente al aumentar la presión, y esta relación puede expresarse gráficamente por una curva de presión-temperatura, como la indicada en la figura 11-2 para la reacción de la wollastonita. Esta curva indica el sexto paso de la serie de Bowen: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. Las temperaturas asignadas a las diversas etapas pueden deducirse de la figura 11-2.

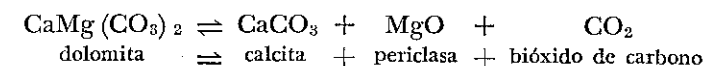
Algunos de los minerales metamórficos producidos en ciertos pasos, son estables a temperatura más alta y consecuentemente no aparecen a la izquierda de la tabla 11-1. La periclasa es un ejemplo; es uno de los

TABLA 11-1

APARICIÓN DE UN NUEVO MINERAL A TEMPERATURAS DE REACCIÓN SUCEIVAMENTE MAYORES EN EL METAMORFISMO TÉRMICO DE LAS ROCAS CARBONATADAS

Asociación de minerales que se vuelve inestable	Nuevo mineral que se forma	
Dolomita-cuarzo	Tremolita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Dolomita-tremolita	Forsterita	Mg_2SiO_4
Calcita-tremolita-cuarzo	Diópsida	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
Calcita-tremolita	Diópsida y forsterita	
Dolomita	Periclasa	MgO
Calcita-cuarzo	Wollastonita	CaSiO_3
Calcita-forsterita-diópsida	Monticellita	CaMgSiO_4
Calcita-diópsida	Akermanita	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$
Calcita-forsterita	Monticellita	
Calcita-wollastonita	Espurrita	$2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$
Calcita-akermanita	Merwinita	$\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$
Wollastonita-espurrita	Larnita	Ca_2SiO_4
Merwinita-akermanita	Larnita	

productos de descomposición de la dolomita pura en el paso 5, según la ecuación



Se puede recopilar otra lista de minerales metamórficos, indicando que los minerales se forman en los diversos pasos en el orden de la temperatura creciente (a la derecha de la tabla 11-1).

Para mejor ilustrar el concepto adelantado por Bowen de que el metamorfismo de las calizas y dolomitas silíceas implica esencialmente una descarbonatación térmica progresiva, se dan a continuación las 13 reacciones químicas:

1. $3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 4\text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4 + 2\text{CaCO}_3 + 4\text{CO}_2$
3 dolomita + 4 cuarzo $\rightleftharpoons$ 1 tremolita + 2 calcita + 4 bióxido de carbono
2. $\text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4 + 5\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightleftharpoons 6\text{CaCO}_3 + 4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 4\text{CO}_2$
1 tremolita + 5 dolomita $\rightleftharpoons$ 6 calcita + 4 forsterita + 4 bióxido de carbono
3. $\text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4 + 2\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons 3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$
1 tremolita + 2 calcita + 2 cuarzo $\rightleftharpoons$ 3 diópsida + 2 bióxido de carbono
4. $2\text{CaCO}_3 + 3\text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4 \rightleftharpoons 5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2$
2 calcita + 3 tremolita $\rightleftharpoons$ 5 diópsida + 2 forsterita + 2 bióxido de carbono
5. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$
1 dolomita $\rightleftharpoons$ 1 calcita + 1 periclasa + 1 bióxido de carbono
6. $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$
1 calcita + 1 cuarzo $\rightleftharpoons$ 1 wollastonita + 1 bióxido de carbono
7. $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons 3\text{CaMgSiO}_4 + 2\text{CO}_2$
1 diópsida + 1 forsterita + 2 calcita $\rightleftharpoons$ 3 monticellita + 2 bióxido de carbono
8. $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 + \text{CO}_2$
1 diópsida + 1 calcita $\rightleftharpoons$ 1 akermanita + 1 bióxido de carbono
9. $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaMgSiO}_4 + \text{MgO} + \text{CO}_2$
1 forsterita + 1 calcita $\rightleftharpoons$ 1 monticellita + 1 periclasa + 1 bióxido de carbono
10. $\text{CaCO}_3 + 2\text{CaSiO}_3 \rightleftharpoons 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$
1 calcita + 2 wollastonita $\rightleftharpoons$ 1 espurrita + 1 bióxido de carbono
11. $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2 + \text{CO}_2$
1 akermanita + 1 calcita $\rightleftharpoons$ 1 merwinita + 1 bióxido de carbono
12. $\text{CaSiO}_3 + 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons 3\text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{CO}_2$
1 wollastonita + 1 espurrita $\rightleftharpoons$ 3 larnita + 1 bióxido de carbono
13. $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 \rightleftharpoons 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2 + \text{CO}_2$
2 espurrita + 1 akermanita $\rightleftharpoons$ 2 larnita + 1 merwinita + 1 bióxido de carbono

Cada una de estas ecuaciones es representada por una reacción univariante (excepto en las que interviene la tremolita). También, para cada una de estas reacciones hay una curva P-T univariante, y el agrupamiento de fase que es estable en el lado de baja temperatura de la misma no es estable en el lado de alta temperatura (fig. 11-2). Si el metamorfismo es puramente térmico y la presión del CO_2 permanece constante, la aparición de cada nuevo conjunto de minerales en el lado derecho (alta temperatura) de las ecuaciones indica que se ha alcanzado una cierta temperatura de metamorfismo.

Las reacciones 7 a 13 son relativamente poco comunes y están restringidas a las zonas metamórficas de contacto de temperatura excepcionalmente elevada. Rocas que contienen espurrita, larnita, melilita y merwinita se encuentran en Scawt Hill, Irlanda, mientras que rocas que contienen espurrita, merwinita, a veces con melilita o monticellita,

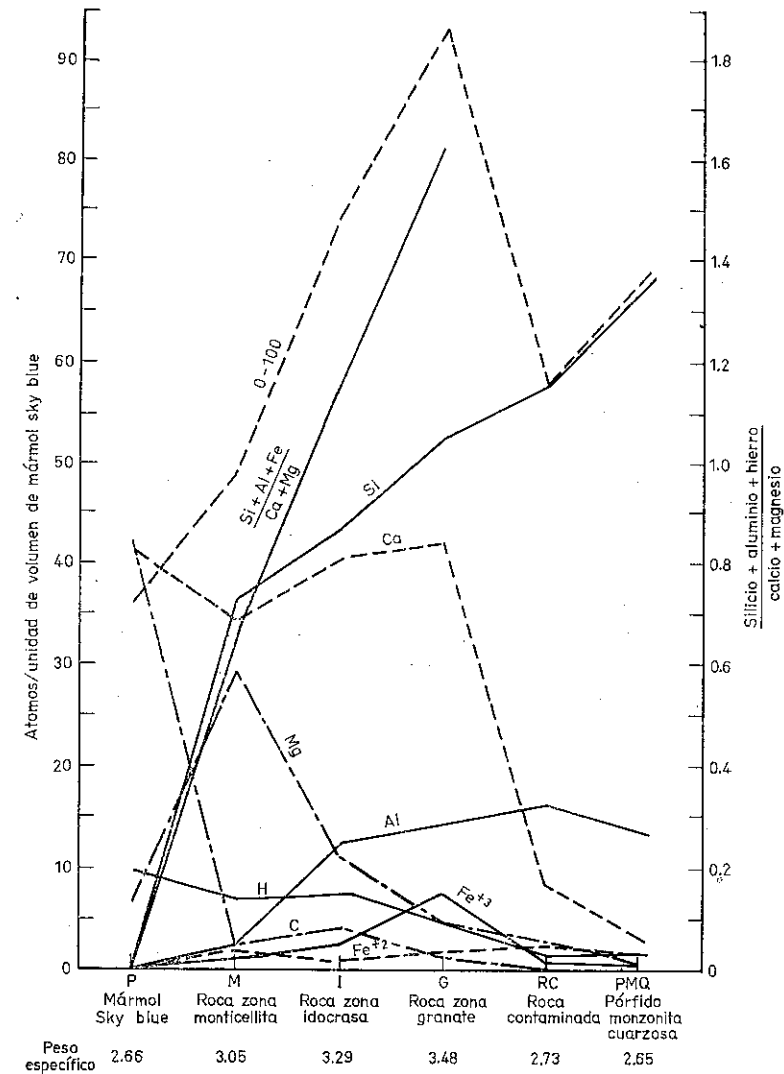


FIG. 11-3. Variación de la composición de las rocas en la aureola de contacto, en Crestmore, comparada con la del mármol madre Sky Blue. (Según C. W. Burnham, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959.)

pero no acompañadas por larnita o rankinita, se han registrado en las montañas Little Belt, Montana; en Crestmore, California, y en Durango, México.

Como se hizo anotar antes, en el sistema intervienen solamente calcita, dolomita y sílice. La posición relativa de minerales tales como la epidota, zoisita, escapolita, vesubianita, grosularita, flogopita, condrita y plagioclasa no puede establecerse. Es probable que la epidota, la zoisita y la flogopita sean producidas en los intervalos de temperatura más bajos, mientras que la grosularita, la vesubianita y la plagioclasa estén asociadas con la secuencia 3 a 6 de la reacción de Bowen. A juzgar por la ocurrencia de campo de la caliza y la dolomita silíceas metamorfoseadas, hay una sobreposición considerable. Es difícil determinar la secuencia de cristalización en las rocas sedimentarias calcáreas impuras térmicamente metamorfoseadas. En la mayoría de los casos los silicatos parecen ser de entrelazamiento.

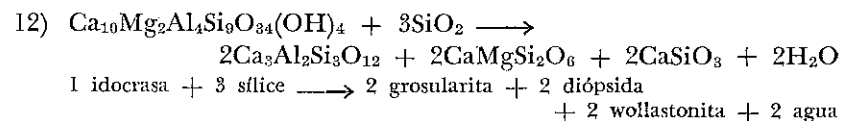
Uno de los lugares famosos debidos a metamorfismo de contacto de rocas carbonatadas que ha sido completamente estudiado es el de Crestmore, condado de Riverside, California. Ya se ha hecho referencia a esta localidad en relación con el metamorfismo progresivo de contacto zonal (pág. 412). En él ocurre una aureola de rocas metamórficas de contacto hasta de 15 m de espesor entre las calizas magnesianas y la monzonita de cuarzo porfirítica y rocas ígneas relacionadas. Las partes más delgadas de la aureola separan generalmente los mármoles de la roca contaminada y constan mayormente de diópsida, wollastonita y grosularita. Las partes más gruesas de la aureola, sin embargo, separan generalmente a los mármoles de las masas principales de monzonita de cuarzo porfirítica, y exhiben comúnmente una disposición zonal de los agrupamientos minerales (fig. 11-3). Comenzando con el mármol magnesiano más exterior y avanzando hacia adentro, a través de la aureola de contacto hasta las rocas ígneas, se reconocen zonas bien definidas de monticellita, idocrasa y granate.

En la zona de la monticellita, la secuencia comienza con los agrupamientos ricos en calcita que están en contacto con los mármoles (mármol Sky Blue) y sigue por la clinohumita-forsterita, monticellita, melilita, espurrta, tilleyita y cuspidina, hasta los agrupamientos ricos en merwinita. Las rocas ricas en merwinita, a su vez, pasan hacia adentro a rocas ricas en idocrasa de la zona de la idocrasa. El mármol magnesiano está esencialmente libre de sílice. El contacto entre las rocas de la zona de la monticellita y el mármol representa el límite del metasomatismo de la sílice, la alúmina y el hierro asociado con la intrusión del magma de monzonita de cuarzo porfirítica. La secuencia de reacción que ocurre en la zona de la monticellita está indicada por las ecuaciones

siguientes, de 1 a 10. En la zona de la idocrasa, las rocas ricas en idocrasa se formaron en su mayor parte a expensas de los agrupamientos de la zona de la monticellita, como se indica por la ecuación 11.

La última reacción (12) indica la formación de la grosularita y de los minerales afines en la zona de granate por reemplazamiento de la idocrasa.

- 1) $9\text{Mg}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 \longrightarrow 4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 + 8\text{H}_2\text{O}$
9 brucita + 4 sílice $\longrightarrow$ 1 clinohumita + 8 agua
- 2) $2[4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2] + \text{SiO}_2 \longrightarrow 9\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$
2 clinohumita + 1 sílice $\longrightarrow$ 9 forsterita + 2 agua
- 3) $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \longrightarrow 2\text{CaMgSiO}_4 + 2\text{CO}_2$
1 forsterita + 2 calcita + 1 sílice $\longrightarrow$ 2 monticellita + 2 bióxido de carbono
- 4) $5\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \longrightarrow 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 + 4\text{CO}_2$
5 calcita + 2 sílice $\longrightarrow$ 1 espurrta + 4 bióxido de carbono
- 5) $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{CaCO}_3$
1 espurrta + 1 bióxido de carbono $\rightleftharpoons$ 1 tilleyita
- 6a) $4(2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3) + 2\text{SiO}_2 + 5\text{H}_2\text{O} \longrightarrow$
 $5\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 + 4\text{CO}_2$
4 espurrta + 2 sílice + 5 agua $\longrightarrow$ 5 cuspidina + 4 bióxido de carbono
o bien,
- 6b) $4(\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{CaCO}_3) + 2\text{SiO}_2 + 5\text{H}_2\text{O} \longrightarrow$
 $5\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 + 8\text{CO}_2$
4 tilleyita + 2 sílice + 5 agua $\longrightarrow$ 5 cuspidina + 8 bióxido de carbono
- 7) $5\text{CaMgSiO}_4 + 2(2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3) + \text{SiO}_2 \longrightarrow$
 $5\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2 + 2\text{CO}_2$
5 monticellita + 2 espurrta + 1 sílice $\longrightarrow$ 5 merwinita + 2 bióxido de carbono
- 8a) $\text{Mg}(\text{OH})_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightleftharpoons \text{MgAl}_2\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O}$
1 brucita + 1 alúmina $\rightleftharpoons$ 1 espinela + 1 agua
- 8b) $\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightleftharpoons \text{MgAl}_2\text{O}_4$
1 periclase + 1 alúmina $\rightleftharpoons$ 1 espinela
- 9) $2\text{MgAl}_2\text{O}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow$
 $\text{Ca}(\text{Mg}_2\text{Al})(\text{Al}_3\text{Si})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{CO}_2$
2 espinela + 1 calcita + 1 sílice + 1 agua $\longrightarrow$
1 xantofilita + 1 bióxido de carbono
- 10) $10\text{CaCO}_3 + 2\text{MgO} + 3\text{Al}_2\text{O}_3 + 7\text{SiO}_2 \longrightarrow$
 $3\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 \cdot 2\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 + 10\text{CO}_2$
10 calcita + 2 magnesita + 3 alúmina + 7 sílice $\longrightarrow$
3 melilita + 10 bióxido de carbono
- 11) $\text{CaMgSiO}_4 + 2(2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3) + 3\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$
 $+ 4\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_6\text{Si}_7\text{O}_{35} + 15\text{SiO}_2 + 12\text{H}_2\text{O} \longrightarrow$
 $6\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4 + 2\text{CO}_2$
1 monticellita + 2 espurrta + 3 merwinita + 4 melilita + 15 sílice
+ 12 agua $\longrightarrow$ 6 idocrasa + 2 bióxido de carbono



De las reacciones anteriores, debe señalarse, primero: que la reacción 3 es la primera en la que interviene la calcita y por lo tanto es la primera en representar una descarbonatación, aunque en las tres primeras reacciones interviene la sílice en cantidades progresivamente crecientes. Segundo, la introducción metasomática continuada de la sílice en exceso de la cantidad requerida para fijar todo el magnesio en la monticellita no dio origen a la formación de minerales ricos en sílice, como la diópsida o la wollastonita; en vez de eso, se formó la espurrita, como lo indica el hecho de que este mineral forma anillos circundantes y entrecrecimientos en la monticellita. Esto se debió a la temperatura inicialmente elevada y a la baja presión del CO_2 en el tiempo en que tuvo lugar el metamorfismo de contacto. Los minerales como la espurrita, la monticellita y la melilita se formaron directamente a partir de los mármoles metasomatizados, sin la intervención de los pasos de "baja temperatura", en los cuales intervienen la wollastonita, la diópsida y la grosularita. Tercero, la ocurrencia de la roca rica en espurrita directamente en contacto con los mármoles de calcita indica que es ésta una de las primeras reacciones que involucran a la sílice para presentarse en los mármoles libres de magnesio. Cuarto, la formación de los agrupamientos portadores de merwinita (reacción 7) completa la secuencia en la que la sílice es el único elemento metasomático involucrado. El hecho de que la melilita o la espurrita se formaran en la zona de la idocrasa como último aluminosilicato, dependería en gran parte de la disponibilidad de alúmina en los fluidos metasomatizantes, reacción 10. Quinto, la ocurrencia de la diópsida, la wollastonita y la grosularita como elementos formadores secundarios de las rocas de la zona de la monticellita se atribuye a una "inundación" local ocasionada por sílice metasomática.

La figura 11-3 indica una comparación precisa de las ganancias y pérdidas que hay en los elementos principales de cada zona de la aureola de contacto con los demás y con el mármol madre Sky Blue. Una comparación de las relaciones de los constitutivos metasomáticos con los constitutivos originales ($\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} : \text{Ca} + \text{Mg}$) revela un aumento notable y casi uniforme desde prácticamente cero en el mármol Sky Blue a 0.66 en las rocas de la zona de la monticellita y 1.15 en las rocas de la zona de la idocrasa hasta 1.62 en las rocas de la zona del granate. El aumento sistemático de esta relación se considera petrológicamente como más importante que las ganancias y pérdidas en los elementos

individuales, como parece ser la causa fundamental para la disposición zonal de los agrupamientos minerales en la aureola de contacto de Crestmore. La distribución de los agrupamientos minerales por zonas no es el resultado de diferencias de temperatura o de presión, o de ambas, sino simplemente de diferencias en la intensidad del metasomatismo, como lo reflejan los marcadamente diferentes contenidos de sílice, alúmina, hierro y magnesio de las tres zonas. Consecuentemente, el metamorfismo de contacto de Crestmore debe verse como una descarbonación progresiva a temperaturas elevadas.

METAMORFISMO REGIONAL

Los productos comunes del metamorfismo regional incluyen las pizarras (slate), filitas, esquistos, gneis, anfibolitas y migmatitas, además de los tipos de rocas raras, como las granulitas, la serie de las charnockitas y las eclogitas. Existen todos los grados entre las pizarras (slates), filitas y esquistos, y de modo semejante entre los esquistos porfiroblásticos o inyectados y los gneis. Los gneis exfoliados son rocas de transición hacia los esquistos de grano grueso, y no siempre es fácil decidir cuál es la denominación aplicable. En la clasificación de grados, las pizarras (slate) y las filitas se asignan al grado de la clorita y a la parte inferior de los grados de la biotita. Corresponden a la facies del esquistito verde de la clasificación de facies. Sobre la base de los minerales presentes, los esquistos se asignan a diversos grados que varían, en general, desde el grado de la biotita hasta el de la sillimanita o desde la facies del esquistito verde hasta la de la anfibolita. El gneis difiere del esquistito principalmente por su carácter distintivamente fajeado o gnéisico, estando separados en capas los minerales lineares y granulares o los minerales oscuros y claros. El gneis tiene una naturaleza un tanto más masiva, debido al carácter entrelazante de los granos, y su exfoliación es menos fácil y perfecta que en el esquistito típico. La mayoría de los gneis pertenecen a la facies de la anfibolita y la granulita.

Las pizarras (slates), filitas y esquistos deben su origen a la recrystalización en condiciones de cizalleo o de presión orogénica activa, de suerte que los minerales lineares, como las micas, las cloritas y los anfíboles, se recrystalizan en una orientación normal a la dirección de máximo acortamiento de la roca. El cuarzo y el feldespato pueden ocurrir como agregados separados, lentes, cintas o rayas alargadas y fajas semejando vetillas. La mayor parte de la disposición en capas de las rocas regionalmente metamorfoseadas de alto grado puede originarse por la segregación de minerales, mientras que otras veces es heredado del fajeado original o estratificación en los sedimentos. El fajeado puede tam-

bién acentuarse por diferenciación metamórfica. No todas las rocas asociadas con los esquistos son esquistosas. El mármol, la cuarcita y las rocas intrusivas pueden ser masivas. Los agrupamientos minerales encontrados en las rocas regionalmente metamorfoseadas dependen de la temperatura, la presión y la composición. El término "composición" se emplea aquí en su más amplio sentido para abarcar no solamente a los elementos constitutivos de las sustancias recrystalizantes, sino también cualesquiera fluidos de penetración (trasminación), como las aguas congénitas, el agua debida a la deshidratación de los minerales, los fluidos hidrotermales, los fluidos pegmatíticos o magmáticos y los gases de todas clases.

Aunque ya han sido descritos los rasgos característicos mineralógicos y de textura de los productos de las rocas regionalmente metamorfoseadas, se considerarán en esta sección algunos de los factores que han sido ya expuestos antes para explicar la causa del metamorfismo regional y los fenómenos relacionados.

NATURALEZA DE LA RECRISTALIZACIÓN

Ya se ha hecho referencia a la recrystalización al tratar de la diagénesis sedimentaria. Durante la diagénesis, una parte del material original de los sedimentos es tomado en disolución. Si el material disuelto es redepositado, se hace referencia a él como recrystalizado, y el efecto es visible con frecuencia en la trama de la roca. Los nuevos granos de mineral pueden tener la misma composición química y mineralógica que en la roca original, como cuando una caliza de grano fino compuesta por calcita recrystaliza en un mármol de grano grueso compuesto de calcita. Por otra parte, pueden formarse nuevos minerales que no estaban presentes en la roca antes de la recrystalización; algunos prefieren llamar a este proceso *neomineralización*. En cualquier caso, la *recrystalización* es el cambio en la trama de los minerales a medida que se pierde material de los contornos de algunos cristales y se agrega a otros.

La extensión de la recrystalización en una roca puede variar desde sólo indicios hasta 100 por ciento. La recrystalización completa es ejemplificada por el basalto con poco o nada de hornblenda cuando se ha recrystalizado en un esquisto formado totalmente por hornblenda, por rocas sedimentarias arcillosas que se han transformado en biotita, cuarzo y feldespato, y por rocas sedimentarias calcáreas de grano fino que están recrystalizadas completamente en mármoles granoblásticos de grano grueso.

Los factores que favorecen la recrystalización son principalmente el agua y el calor. Esta asociación sugiere de inmediato que un agente

especialmente favorable lo serían las emanaciones ígneas. Los agentes químicos desempeñan una parte importante, y los esfuerzos influyen en las tramas resultantes. Cuando todos estos factores están presentes, la recrystalización es rápida y completa en casi cualquier clase de roca. Cuando sólo uno es prominente, los efectos varían con la actividad de ese factor. En la diagénesis, el agua puede motivar una recrystalización más bien extensa a temperaturas y presiones bajas si los minerales son regularmente solubles y están expuestos por un tiempo prolongado. También, una roca puede recrystalizarse completamente si es calentada, aun en ausencia de agua y esfuerzo, como sucede en la formación de los hornfels a partir de los pendientes o colgantes del techo en un cuerpo batolítico. Estos son casos extremos, y en la mayoría de los procesos del metamorfismo intervienen probablemente tanto el agua como una cantidad de calor mayor que la normal a poca profundidad.

En las rocas metamórficas, la recrystalización de los minerales es ocasionada por la energía procedente de fuerzas internas que son liberadas ya sea por recocido o por contacto con una disolución acuosa. La experimentación ha mostrado que un mineral sufre recrystalización solamente en presencia de disolventes. Generalmente se ha supuesto que el agente de recrystalización es una solución acuosa intersticial que puede ser de origen congénito, metamórfico o hidrotermal. En presencia de esta solución se disuelven los minerales inestables, mientras que los estables cristalizan a partir de ella. En la petrología metamórfica desarrollada por investigadores como Becke, Grübemann, Niggli y Van Hise, se supuso que la recrystalización de los minerales de las rocas era afectada por una solución acuosa de cualquier origen que circulara en los espacios de los poros disolviendo y precipitando los elementos constitutivos químicos de las rocas. De este modo, se presume que aun una pequeña cantidad de solución es suficiente para realizar la recrystalización de una gran masa de roca.

La función de las soluciones circulantes en la recrystalización de las rocas de silicato está limitada a las rocas metamórficas de bajo grado, pero es particularmente importante en la cementación y diagénesis de las rocas sedimentarias. A medida que las rocas se vuelven más consolidadas por enterramiento, el movimiento de la solución se vuelve más lento. Por el enterramiento profundo y la compresión orogénica, las rocas pronto se vuelven apretadamente compactas; prácticamente se cierran en ellas todas las vías de comunicación, como cavidades, fisuras y aun los contornos intergranulares. Sólo en las rocas que han sufrido fractura y en las rocas sedimentarias empacadas en forma suelta, así como en sus equivalentes metamórficos de bajo grado, están disponibles las vías de comunicación o la permeabilidad para permitir la circula-

ción. En estas rocas, una solución acuosa actúa como medio de arrastre de la materia disuelta, y en ciertas condiciones, como baja temperatura, minerales como el cuarzo, las zeolitas, la calcita y otros se depositan en los espacios abiertos. En otras condiciones, la solución disuelve algunos minerales inestables.

En las condiciones de esfuerzo cortante, los minerales de una roca ceden a la presión, y el fluido de los poros escapará de los lugares que se encuentran a presión elevada. En consecuencia, la alta presión origina un aumento de la solubilidad de los minerales en los puntos de presión. Las partes de los minerales sometidas a esfuerzo pasan a la solución, pero los mismos minerales se precipitarán de ella en otros lugares en puntos de presión más baja. Es claro entonces que, durante el metamorfismo, el esfuerzo cortante facilita notablemente los procesos de recrystalización de las rocas. Por cizalleo, rasgamiento y abertura de canales en las rocas de los cinturones orogénicos, la solución acuosa circula, agita las partículas reaccionantes y reduce el tamaño de sus granos; por lo tanto, existe una tendencia a aumentar el área total de las superficies de reacción y renovar las superficies de contacto. Es manifiesto que el esfuerzo de cizalleo tiene una función importante como catalizador, al ayudar al proceso de recrystalización y deformación y dar origen a un metamorfismo pronunciado en las masas de roca. Un *cristaloblasto* es un cristal que ha crecido durante el metamorfismo de una masa de roca. Las rocas recrystalizadas exhiben generalmente trama cristaloblástica que es atribuida al crecimiento simultáneo de todos los cristales componentes, tan distinto de la secuencia regular de cristalización de las rocas magmáticas. En algunos casos, a los minerales que se han producido como cristaloblastos nuevos independientes de un cristal madre o primario, se les llama *holoblastos*. La serie cristaloblástica para las rocas metamórficas ya ha sido descrita.

Las soluciones migratorias, en las rocas metamórficas de alto grado, como las de la cordillera Laramie Range, de Wyoming, siguieron los planos de cizalleo como los de esquistosidad, estratificación y fracturas casi paralelas o de espaciamiento próximo.¹ Las rocas metamórficas del condado Dutchess, en Nueva York, están fracturadas por cizalleo. No se ha encontrado evidencia alguna de soluciones en movimiento sobre los planos de cizalleo en las etapas más bajas del metamorfismo. Pero en las rocas metamórficas de alto grado, las soluciones migratorias se movieron a lo largo de los planos de cizalleo, transformando a las rocas sedimentarias en esquistos salpicados con cristaloblastos, tales como cianita, estauroлита y granate. En el complejo gnéisico, los lechos, cintas, fajas y zonas de gneis augen bien definidos corresponden a planos de

¹ Comunicación personal con Arthur Hagner, 1957.

cizalleo y pueden ser seguidos por una distancia larga. Esto confirma el papel de las soluciones en el traslado químico a lo largo de tales planos y zonas preferidos de cizalleo. A temperatura y presión mayores, en las que se forman muchas rocas metamórficas, la recrystalización es probablemente muy activa. Las migmatitas veteadas con un contenido variable, pero generalmente alto de material pegmatítico, probablemente se aproximan a un estado líquido. En vista de la semejanza a la mineralogía y textura graníticas, los gneis de alto grado, de grano grueso, pertenecientes a las rocas arcaicas de los escudos precámbricos probablemente no estuvieron lejos de ser de carácter magmático.

Los resultados generales de la recrystalización pueden resumirse como sigue:

1. Los cristales pequeños desaparecen y los grandes crecen más; así, la pizarra (shale) se vuelve pizarra (slate) y ésta se convierte en esquisto, y las rocas de emplazamiento profundo se aproximan a la naturaleza granítica o migmatítica.

2. Los minerales sometidos a esfuerzo se disuelven y los que no lo están crecen. Las porciones de los granos que están libres de esfuerzo crecen a expensas de las porciones que están sometidos a él; así, una arenisca sujeta a esfuerzo forma una cuarcita con cristales de cuarzo orientados, y una caliza forma un mármol con un desarrollo notable de trama granoblástica.

3. Los cristales que tienen orientación preferida crecen, y los demás desaparecen o no crecen; así, los esquistos de biotita, de muscovita y de clorita tienen granos orientados cristalográficamente lo mismo que dimensionalmente. La recrystalización puede también conducir a un desarrollo notable de minerales lamelares como las micas, cloritas, talco y serpentinatas.

4. La formación de minerales en láminas durante la recrystalización da a las rocas metamórficas su esquistosidad y exfoliación notables. La recrystalización puede producir una disposición en capas por segregación tan característica de muchas rocas metamórficas.

5. Se reduce el volumen de los poros y la abundante recrystalización a presión forma minerales de mayor densidad y contenido de agua reducido.

DIFERENCIACIÓN METAMÓRFICA

Ya se ha hecho referencia a la diferenciación metamórfica en relación con el desarrollo de la exfoliación. El crecimiento de los porfiroblastos como minerales sencillos o más frecuentemente como agregados, y el desarrollo de capas por segregación son uno de los rasgos más característicos de las rocas metamórficas. La segregación de material in-

dicada por estas texturas y estructuras, se desarrolla desde una roca madre inicialmente uniforme durante el metamorfismo. A este proceso se le conoce como *diferenciación metamórfica*.¹ Esta expresión fue introducida por primera vez en la literatura geológica por Stillwell en 1918, y en 1932 de ello se ocupó mucho más Eskola. Tres principios regentes han sido tratados por Eskola, como sigue:

1. Principio de la concreción

El punto de partida de una concreción en la diferenciación metamórfica es un cristaloblasto. En las rocas de alto grado metamórfico, porfiroblastos individuales pueden alcanzar un tamaño muy grande. En anfibolitas de los Adirondacks se han encontrado granates hasta de una tonelada de peso; la cordierita de Orijärvi, Finlandia, y las microclinas de Farsund, Noruega, pueden todas alcanzar longitudes de 30 cm.

Los agregados de cristales que han crecido en una roca sólida durante el metamorfismo, representan verdaderas concreciones. Pueden alcanzar dimensiones impresionantes y constituir masas reales de roca. Barth ha llamado a éstas *petroblastos*.

Las concreciones pueden tener diferentes composiciones, y el crecimiento de concreciones calcáreas en las rocas sedimentarias y en las metamórficas de bajo grado que resulta de la precipitación continua de carbonato de calcio hacia el centro de cristalización es bien conocido. En los gneis metamórficos de alto grado se encuentran frecuentemente concreciones cuarzofeldespáticas que exhiben estructuras pegmatíticas.

2. Enriquecimiento en elementos constitutivos estables

Como resultado del enriquecimiento del elemento constitutivo más estable en un ambiente metamórfico, el mineral más estable aumentará en abundancia, debido a recristalización de las disoluciones o a la separación en la disolución de las sustancias más solubles o inestables.

Durante el metamorfismo tienen lugar reacciones químicas principalmente a través del medio de una solución acuosa que penetra en los espacios intergranulares de la roca. Puede ocurrir entonces que uno o más minerales resultantes de la reacción química sea particularmente estable en el ambiente metamórfico. Consecuentemente, el mineral estable continuará creciendo, y la concentración de la sustancia para ese mineral estable disminuirá gradualmente en la disolución acuosa. En

¹ Para un estudio más amplio de la diferenciación metamórfica, véase F. J. Turner, *Geol. Soc. Am., Mem.* 30, Cap. 8, 1948; y *Theoretical Petrology*, T. Barth, págs. 314-323, 1952.

las rocas fracturadas por cizalleo, entrará por las vías de los planos de cizalleo la alimentación fresca de solución circulante para el desarrollo de un mineral estable de tal naturaleza. Así crecerá el mineral estable en cuestión y multiplicará e introducirá en la roca grandes cantidades de ciertos elementos que no estaban presentes originalmente.

El metamorfismo de contacto de concreciones encerradas en rocas sedimentarias proporciona ejemplos ilustrativos de la diferenciación metamórfica en la que interviene el enriquecimiento local en los constitutivos más estables. En las rocas de skarn se observa frecuentemente el efecto del enriquecimiento local del elemento constitutivo más estable, como en andradita, diópsida, tremolita y magnetita, formados en los contactos entre la dolomita y las rocas ferruginosas de los skarns suecos. De modo semejante, el proceso de concentración pneumatolítica de los minerales en los contactos de caliza se efectúa evidentemente según este principio.

3. Principio de la disolución

La formación de vetillas, cintas y láminas de composición mineralógica simple durante el metamorfismo de las rocas inicialmente homogéneas se atribuye a la diferenciación metamórfica regida por el principio de la disolución. Según este principio, las sustancias más solubles de las rocas son disueltas y arrastradas a lo largo de los planos de cizalleo u otras vías de comunicación, durante el metamorfismo. Como resultado, se producen frecuentemente venas de cuarzo-albita en gran abundancia y sobre amplias áreas en esquistos pelíticos y cuarzofeldespáticos de bajo grado, venas de cuarzo-epidota en anfibolitas y esquistos verdes, y venas de cuarzo-calcita en muchas clases de esquistos de bajo grado. Las rocas metamórficas se caracterizan en general por su estructura laminada notable.

Por la separación de algunos elementos solubles sufren cambio químico grandes masas de roca. Por ejemplo, el metamorfismo de bajo grado de las rocas ígneas máficas está casi siempre acompañado de una pérdida apreciable de CaO. La expulsión de CO₂ en el metamorfismo de grado mediano a alto de la caliza y la dolomita en presencia de sílice puede considerarse como una eliminación del componente más soluble.

Un ejemplo ilustrativo del principio de la disolución en la diferenciación metamórfica lo proporciona el desarrollo regional de una estructura laminada en los esquistos cuarzofeldespáticos de la facies del esquisto verde que aflora sobre un área de 1,300 a 1,800 kilómetros cuadrados en la provincia de Otago, Nueva Zelanda. Las venas portadoras de cianita formadas en los esquistos pelíticos de alto grado, en Unst, en

las islas Shetland, son otro ejemplo. El esquisto pelítico normal es una roca altamente aluminica, compuesta principalmente de cuarzo, muscovita, cianita, cloritoide, estaurilita y mena de hierro; pero la roca inmediatamente adyacente a cualquiera de las venas de cuarzo-cianita no contiene nada de cuarzo y es mucho más rica en cianita (hasta el 75 por ciento de la composición total). Las venas y rocas adyacentes ricas en cianita, son productos complementarios de la diferenciación metamórfica.

CAUSAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional resulta de los efectos combinados de la temperatura, la presión y el esfuerzo cortante sobre una extensa área. En la mayoría de las áreas son evidentes las intrusiones de masas graníticas, aunque no siempre es claro si la intrusión de granito es la causa o el efecto del metamorfismo regional. Turner resume el metamorfismo regional atribuido a una u otra, o a alguna combinación de las causas siguientes:

- *1. Invasión regional de rocas por magma granítico.
- *2. Deformación regional resultante de una presión dirigida tangencialmente obrando en los niveles más altos de la corteza terrestre en zonas de plegamiento alpino. Aquí prevalece el metamorfismo dinámico, cinético o de dislocación de naturaleza regional.
- *3. Deformación por una carga dirigida verticalmente resultante del enterramiento profundo. Aquí el metamorfismo regional se iguala al metamorfismo de carga o plutónico.
- *4. Recristalización estática a temperaturas elevadas, resultante del enterramiento profundo. Aquí se iguala el metamorfismo regional al metamorfismo geotérmico.
- *5. Metamorfismo regional afectado por ondas de fluidos químicamente activos expelidos de una zona de rocas en proceso de granitización y que avanzan en una sucesión de "frentes" de adelanto lento reflejados ahora en zonas correspondientes de metasomatismo progresivo.

La extendida ocurrencia de rocas regionalmente metamorfoseadas en cinturones de orogenia y la fuerte evidencia de deformación como porfiroblastos girados, guijas y fósiles distorsionados, esquistosidad destrozada, etc., conservada en la trama de tales rocas, demuestra más allá de toda duda que el metamorfismo regional implica deformación. Por otra parte, la asociación íntima de los granitos y terrenos gnéisicos en muchas rocas arcaicas de los escudos precámbricos indica que los efectos sobre el metamorfismo regional de la energía térmica aportada a la corteza por las intrusiones graníticas u otras fuentes de calor desconocidas son todavía imperfectamente entendidos.

A gran profundidad, los procesos ígneos y metamórficos se confunden a tal grado que casi resulta imposible hacer la distinción entre los dos. Además, en los niveles profundos de la corteza, las rocas pueden ser calentadas a la temperatura de fusión y deben pasar por la gama completa de temperaturas metamórficas. Los fluidos y gases de derivación magmática pueden estar activos para realizar metasomatismo en gran escala. Algunos petrólogos interpretan ciertos complejos de migmatita como productos de fusión parcial en el lugar. En otras palabras, la concentración de la energía térmica ha dado por resultado el metamorfismo regional que culmina en la fusión de las rocas de asentamiento profundo para generar magma primario, el cual, en metamorfismo de carga o plutónico y circunstancias similares puede conducir a la formación de agrupamientos minerales anhidros, como los de las facies de la eclogita y la granulita.

A un nivel más alto en la corteza terrestre, es posible que exista una relación diferente entre el magma y el metamorfismo. Los grandes cuerpos subyacentes de magma granítico movilizados en la zona de la anatexis, tienden a moverse hacia arriba e invadir las rocas suprayacentes en una escala regional. El metamorfismo se vuelve más eficaz por la influencia catalítica de la deformación acompañante y por las ondas de fluidos y gases copiosos, químicamente activos, expelidos con anterioridad a la invasión del magma.

En un nivel aún más alto en la corteza de la Tierra, sobre los márgenes de los cinturones orogénicos, existe una relación más entre el magma y el metamorfismo. Aquí, las zonas de metamorfismo regional de bajo grado pueden pasar lateralmente a metamorfismo cataclástico (cinético). Las zonas de bajo grado no siempre están relacionadas con las regiones de intrusión granítica en gran escala; ciertamente, muchas están muy apartadas de ellas. La deformación por potente esfuerzo de acción tangencial es especialmente prominente en estas zonas donde la temperatura es relativamente baja y se necesita algún agente catalítico para acelerar la reacción a partir de un metamorfismo efectivo. En estas zonas, la influencia aceleradora es suministrada por los fluidos ricos en silicatos que emigran hacia arriba desde las rocas sometidas a un proceso de metamorfismo de alto grado en los niveles más profundos. También, a poca profundidad, comúnmente hay disponibles fluidos intersticiales e hidroxilos.

Turner ha llegado a la siguiente conclusión:

La deformación cortical de tipo alpino, la intrusión batolítica y el metamorfismo regional están asociados geográficamente, son ampliamente sincrónicos, pero parcialmente manifestaciones independientes de la orogenia. Cada uno de los tres procesos puede afectar a los otros en grado variable. Típicamente cada uno aumenta en inten-

sidad desde los márgenes hacia el centro de la zona orogénica, mientras también aumentan la actividad intrusiva y el grado de metamorfismo, aunque no indefinidamente, con la profundidad.

Por el metamorfismo regional se establece un gradiente de temperatura fijo en el cinturón orogénico, que regula la distribución geográfica de las rocas metamórficas. Las partes externas de los cinturones orogénicos son menos afectadas, y en situaciones ideales, estas áreas marginales contienen sedimentos no metamorfoseados, como pizarra (shale), arenisca y caliza, etc., que cambian gradualmente a rocas metamórficas de facies sucesivamente más altas a medida que se extienden hacia las partes centrales.

EL CICLO PETROQUIMICO

El metamorfismo regional, la actividad magmática y la perturbación orogénica están interrelacionadas y representan las consecuencias lógicas de una historia prolongada y compleja de la consolidación de un geosinclinal. A medida que los sedimentos se acumulan en una depresión de la corteza, están expuestos a temperatura y presión crecientes. Por hundimiento hacia partes más profundas de la corteza, les llega calor desde el interior de la Tierra, ocasionando la fusión de los sedimentos, con la formación de magma primario, migmatitas y metamorfismo regional (fig. 11-4).

Tan pronto como comienza la acción del metamorfismo, la composición química del conjunto de los sedimentos cambia gradualmente. Muchos minerales de los sedimentos se vuelven inestables, y las sustancias volátiles como el agua, el bióxido de carbono, etc., comienzan a escapar. Los sedimentos geosinclinales normales son esencialmente pizarras (shale), areniscas y calizas. A partir de mezclas de estos sedimentos se forman los tipos comunes de rocas metamórficas regionales bajo la influencia de soluciones acuosas ascendentes de derivación magmática y de gases del mismo origen en condiciones de temperatura y presión elevadas. Los sedimentos pelíticos y calcáreos son los más sensibles a los cambios de temperatura y presión durante el metamorfismo. La mineralogía de las rocas metamorfoseadas regionalmente puede ser reducida a términos relativamente simples y representada por diagramas triangulares ACF, como el construido para el metamorfismo de contacto de los sedimentos arcillosos. En su mayor parte estos diagramas (fig. 11-5) indican qué fases minerales pueden esperarse sobre la base de la experiencia. Las asociaciones minerales incompatibles son también evidentes en estos diagramas. Por ejemplo, en las facies del esquisto verde, son incompatibles asociaciones minerales tales como cloritoide-calcita y clo-

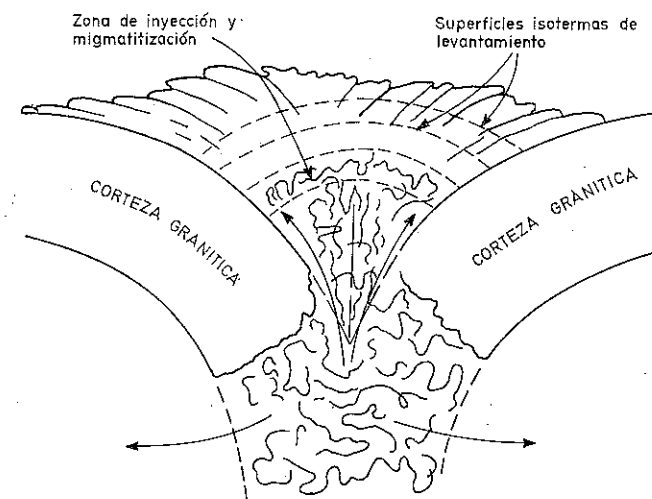
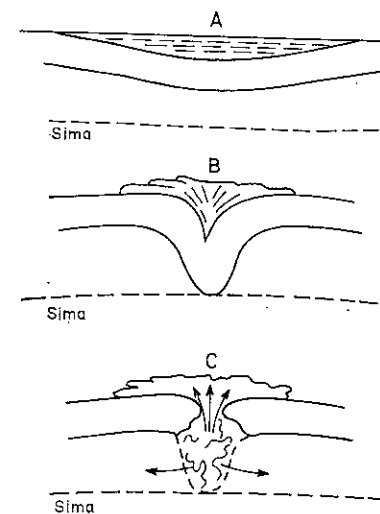


FIG. 11-4. Diagrama para representar la evolución de una gigantesca estructura encorvada hacia abajo conocida como "tectógena": A) fase geosinclinal, B) fase tectogénica principal, C) desintegración de la raíz de la montaña. La figura grande de la parte inferior indica la fusión de la capa granítica combada hacia abajo, con la intrusión plutónica, migmatización y metamorfismo regional en la cubierta sedimentaria suprayacente plegada. (Según W. Q. Kennedy, *Geol. Mag.*, 1948.)

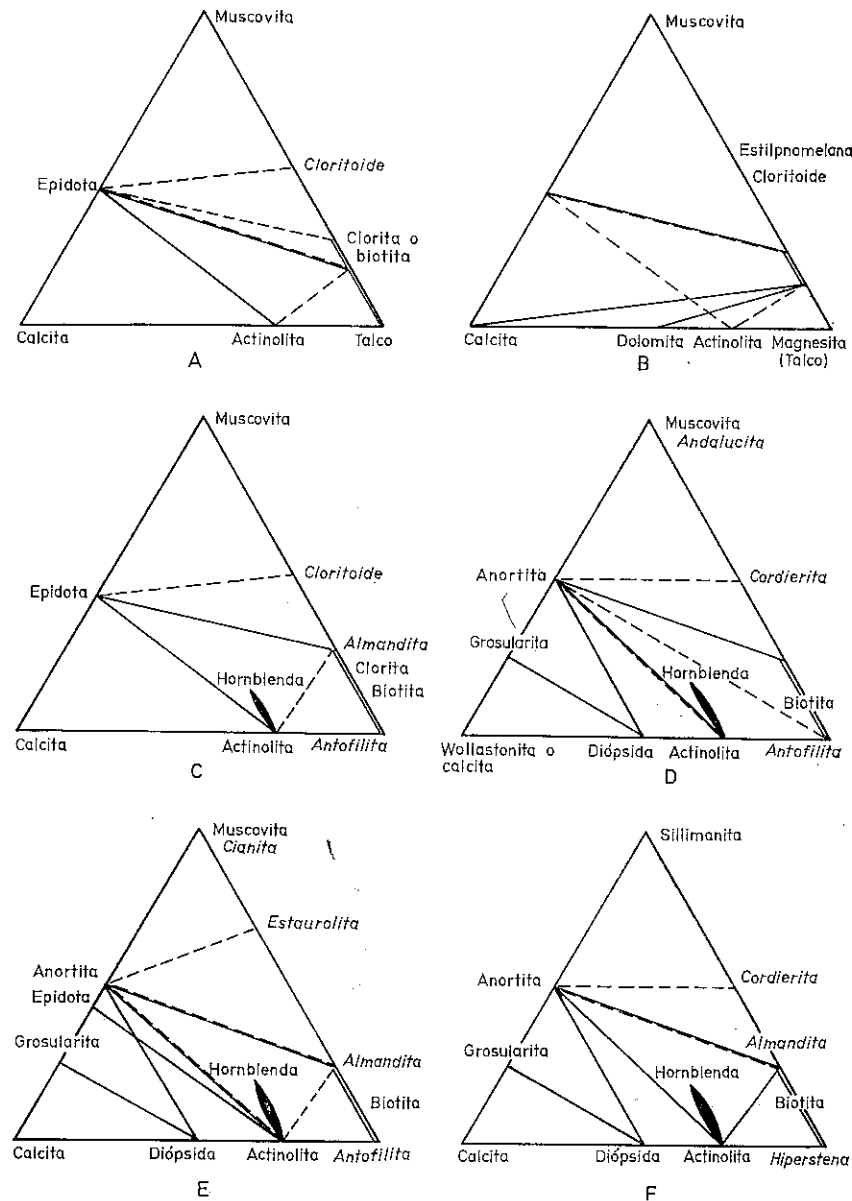
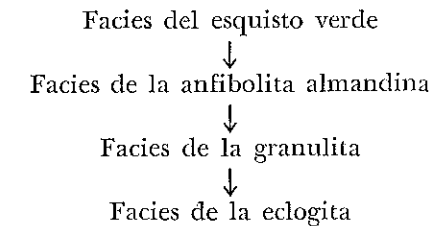


FIG. 11-5. Asociaciones minerales de algunas de las facies más comunes, según Eskola, Turner y otros. Los minerales en cursivo están limitados a las composiciones "deficientes en potasa", y uniones para estas composiciones se indican en líneas de trazos: A) facies del esquisto verde, subfacies biotita-clorita de Turner; B) facies del esquisto verde, subfacies muscovita-clorita de Turner; líneas llenas, asociaciones con exceso de sílice y CO_2 ; líneas de trazos, asociaciones con exceso de sílice y ausencia de CO_2 ; C) facies de anfibolita epidota-albita; D) facies de anfibolita, subfacies cordierita-antofilita; E) facies de anfibolita, subfacies estauroлита-сianita; la epidota ocurre cuando la roca es deficiente en sosa; F) facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almándina. (Arreglada por W. W. Moorehouse, "The Study of Rocks in Thin Section", Harper & Brothers, Nueva York, 1959.)

ritoide-actinolita; en la facies de la anfibolita, son incompatibles las asociaciones hornblenda-calcita, anortita-wollastonita, estauroлита-actinolita, etc.

Las rocas metamórficas regionales están siempre sujetas a un cambio de composición, porque la migración de materia química y la transferencia de energía térmica son partes esenciales de los procesos terrestres durante el metamorfismo. En general, las rocas de metamorfismo de bajo grado cambiaron químicamente el mínimo, y las de metamorfismo de grados más altos han cambiado más. La distinción según el grado de alteración química sería toscamente una distinción entre los grados de metamorfismo. Una secuencia completa de acontecimientos en la evolución de un geosinclinal en consolidación es un cambio progresivo de los sedimentos por deformación, recrystalización y metamorfismo regional, en las etapas sucesivas siguientes:



Como se describieron antes, las condiciones de la facies de la eclogita corresponden al metamorfismo regional más alto posible. A temperatura aún mayor a gran profundidad, tiene lugar la fusión de las rocas, conduciendo a la generación de magma primario de composición granítica. Según Barth, los cambios químicos durante el metamorfismo de las rocas comunes convergen hacia una composición granítica y están caracterizados generalmente por un aumento de los silicatos alcalinos y una disminución en el magnesio, el hierro y el aluminio. La migración de los elementos dentro de la corteza es parcialmente química y parcialmente mecánica. La primera es realizada por la energía de reacción; la última por las perturbaciones orogénicas y las fuerzas gravitacionales.

La Tierra es un sistema de masa considerable y en consecuencia ejerce una fuerza de gravitación sobre sus propios componentes. El campo gravitacional resultante ha afectado la distribución de los elementos y compuestos concentrando las fases más pesadas hacia el centro y las más ligeras hacia la superficie. Así la Tierra ha desarrollado una estructura zonal concéntrica debido a la separación de sus materiales en capas de densidad. Como se señaló en el Capítulo 1, a la diferenciación debida a la gravedad obrando sobre un sistema en el que el hierro, el

BIBLIOGRAFIA

GENERAL

- Barth, T. F. W.: "Theoretical Petrology", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1952.
- Daly, Reginald A.: "Igneous Rocks and the Depths of the Earth", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1933.
- Grout, Frank, F.: "Petrography and Petrology", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1932.
- Harker, Alfred, rev. por C. E. Tilley, S. R. Nockolds y M. Black: "Petrology for Students", Cambridge University Press, Nueva York, 1954.
- Holmes, Arthur: "The Nomenclature of Petrology", Thomas Murby and Co., Londres, 1928.
- Loewinson-Lessin, F. Y., trad. del ruso por S. I. Tomkeieff: "A Historical Survey of Petrology", Oliver and Boyd, Ltd., Edimburgo y Londres, 1954.
- Niggli, Paul, trad. por Robert L. Parker: "Rocks and Mineral Deposits", W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1954.

ROCAS ÍGNEAS Y PROCESOS

- Alling, Harold L.: "Interpretative Petrology of the Igneous Rocks", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1936.
- Bowen, N. L.: "The Evolution of the Igneous Rocks", Princeton University Press, Princeton, N.J., 1928 (o Dover Publications, Nueva York, 1956).
- Gilluly, James (Presidente): Origin of Granite, *Geol. Soc. Amer., Mem.* 28, 1948.
- Hatch, F. H. y A. K. Wells: "The Petrology of the Igneous Rocks", George Allen & Unwin, Ltd., Londres, 1937.
- Shand, S. James: "Eruptive Rocks", 3ª ed., John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1947.
- Turner, Francis J. y Jean Verhoogen: "Igneous and Metamorphic Petrology", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1960.

- Tuttle, O. F. y N. L. Bowen: "Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System", *NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O*, *Geol. Soc. Amer., Mem.* 74, 1958.
- Wahlstrom, Ernest E.: "Igneous Minerals and Rocks", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1947.
- : "Introduction to Theoretical Igneous Petrology", John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1950.

ROCAS SEDIMENTARIAS Y PROCESOS

- Hatch, F. H., R. H. Rastall y Maurice Black: "The Petrology of the Sedimentary Rocks", George Allen & Unwin, Ltd., Londres, 1938.
- Pettijohn, Francis J.: "Sedimentary Rocks", Harper & Brothers, Nueva York, 1957.
- Shrock, Robert R.: "Sequence in Layered Rocks", McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1948.
- Twenhofel, W. H.: "Principles of Sedimentation", 2ª ed., McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1950.

ROCAS METAMÓRFICAS Y PROCESOS

- Fife, W. S., F. J. Turner y J. Verhoogen: "Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies", *Geol. Soc. Amer., Mem.* 73, 1958.
- Ramberg, Hans: "The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rock", University of Chicago Press, Chicago, 1952.
- Turner, Francis J.: "Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks", *Geol. Soc. Amer., Mem.* 30, 1948.

Indice alfabético

- A
- Acción,
 abrasiva, 356
 térmica, 356
ACF, diagrama, 497
Acuñamiento de congelación, 355
Adamellita, 106
Africa,
 Banana, islas, 166
 Bushveld, 79, 147, 149, 158, 163, 166,
 199, 412
 Central, 172
 Egipto, 142
 Estado Libre de Orange, 446
 Gran Rift, 234
 Griqualand, 166
 Karoo, 168
 Kenia, 160
 Kimberly, 172
 Mauricius, 212
 Nigeria, 111
 Oriental, 55, 485
 Rodesia, 135
 Sierra Leona, 163, 199
 Stormberg, 168
 del Sur, 168, 169, 172, 181, 465, 472, 496
 Transvaal, 147, 149, 151
 Uganda, 486
Agentes metamórficos, 399
 agua, 401
 calor, 399
 fuentes del, 407
 esfuerzo cortante de los, 400
 presión,
 confinamiento de, 400
 diferencial, 400
 hidrostática, 400
Aglomerados de respiradero, 189
Agua, 385, 402
 juvenil, 402
 singenética, 384
Alabama, 177, 325, 336
 Clay, condado, 471
 Coosa, condado, 471
 Chilton, condado, 471
 Morrisville, 321
Alaska, 115, 292
 Blashkie, isla, 175
 Katmai, monte, 234
 Topagoruk, 293
 Torok, 293
 Union Bay, 172, 175
 Yukón, territorio del, 133, 193
Alaskita de biotita, 117
Albita-anortita, sistema, 46
Alderman, A. R., 484
Alemania, 168, 193
 Alsacia, 450
 Baviera, 311, 488
 Harz, montañas, 290-291, 472
 Katzenbuckel, montañas, 160
 Moravia (Teschen), 160
 Sajonia, 149, 485
 Solenhofen, 311
 Stassfurt, 329
Aleshkoff, A. N., 177
Alineación, 84
Alnöita, 186
Alpes, 77, 170, 177
 Adamello, 106
 Austriacos, 418
 ciclo sedimentario y geosinclinal, 393
 Suizos, 294
 del Tirol, 106, 320
 Tonale, 106
 Wildflysch, 305
Alpes-Himalaya, cadenas, 153
Alteraciones deutéricas, 220
Allen, E. T., 326
Allen, R., 232, 233
Allen, V. T., 255
Alling, H. L., 297
Ambientes o medios circundantes, 352
 abisales, 374
 acuosos, 365
 aluviales, 366
 batiales, 374
 clasificación, 363
 Barrel, 363
 J. Tercier, 363
 Krumbein, 364
 Pettijohn, 364, 365
 Rich, 364

- Weeks, 364
continentales, 365
de delta, 369
desérticos, 366
glaciales, 366
lacustres, 368
de litoral, 370
nerfíticos, 372
palustres, 371
de pantano, 367
terrestres, 365
- América del Norte, 113, 129, 141 (véase *Norteamérica*)
cordillera de, 129
oeste de, 142
- Andamán, islas, 178
Anderson, G. H., 123
Anderson, O., 224, 226
Andes, montañas de los, 152
Andesita, 151
alternación, 152
propilita, 152
propilitización, 152
composición, 151
línea de, 152, 153
ocurrencia, 152
origen, 154
textura, 151
- Anfiboles, grupo de los, 37-39
Anfibolitas, 440, 478, 480
composición química, 481
definición, 480
ocurrencia, 483
origen, 481-484
trama, 480
- Anhedral, forma, 61
Anortoclasas, 51
Anortosita, 155
composición, 156
definición, 155
ocurrencia, 162
origen, 166
- Antártida, 109, 169
Antiperthita, 51
Apalaches,
altiplanicies de los, 361
montañas, 177, 322, 348, 369, 463, 473, 476
- Aplita, 182
Arcillas, 301
Arcosas, 288
composición, 288
definición, 288
ocurrencia, 290
origen, 294
- Arena verde, 336
Areniscas, 254, 285
arcosas, 288
arenitas, 286
clasificación, 286
composición, 285, 287
de cuarzo ferruginoso, 288
de cuarzo-glaucónita, 287
- de cuarzo-muscovita, 287
cuarzosas, 286
cspargmita, 289
feldespato, 288
grauwackas, 290
origen, 294
significado geológico, 294
subgrauwackas, 292
textura, 285
tobáceas, 293
variedades, 285
- Arenitas, 254, 258, 286
composición, 287
definición, 286
ocurrencia, 288
origen, 294
- Argilitas, 455
composición química, 456
definición, 455
ocurrencia, 456
- Arizona, 187
Ajo, distrito de, 133
Grand Canyon, 282, 483
Hopi, 169
Monument Valley, 262
Navajo, área de, 155, 169
San Francisco, montañas de, 141, 234
- Arkansas, 292, 389
Magnet Cove, 160, 472
Ozark, 289
Pulaski, 148
Rockport, 331
- Armenia, 193
Asia, 307
Asia Menor, 178
Asimilación, 212
Atlántico, océano, sedimentos relacionados
con arrecifes de coral, 318
- Atmófilos, 10
Australia, 55, 154, 285, 465, 472, 485
Cooorong, distrito de, 342
Gangin, 486
Great Barrier Reef, 318
Nueva Gales del Sur, 169, 177
Papua, 290
Perth, 374
Queensland, 193
Victoria, 142
- Austria, 483
Autigénesis, 391
Autometamorfismo, 182

B

- Bahamas, 317, 323
Bailey, E. B., 261, 294
Baja California, 193
Balcances, 169
Balk, R., 82-84, 135
Báltico, mar, 343
Bandeado,
críptico, 157

- rítmico, 156
Barell, J., 363
Barrow, G., 414, 415
Barth, T. F. B., 182, 289, 461, 512
composición mineralógica media de las
rocas ígneas, 27 ss.
opinión sobre diagramas de variación,
230
opinión sobre las pegmatitas, 183
- Basalto, 167
alcalino, 169
composición, 167
diabasa, 168
dolerita, 168
espilita, 169
oceanita, 170
ocurrencia, 167
olivino, 167
origen, 169
palagonita, 167
picrita, 170
taquilita, 167
textura, 167
toleítico, 167
traquibasalto, 169
- Basanita, 155
Bastron, H., 456
Batolitos, 80-82
de América del Norte, 115
colgantes o pendientes del techo, 80
inclusión, 80
- Bayley, W. S., 321
Becke, F., 410, 419, 509
Benson, W. N., 177
Bentonita, 191
Bermuda, 374
Billings, M. P., 121, 130, 214, 415
Biohermas, 268
Biotromas, 268
Birmania, 169, 178
Bohemia, Duppau, 160
Bornco, 178
Bowen, N. L., 88, 170, 217, 229, 246
la decarbonación térmica en las dolomitas silíceas, 500
los feldespatos alcalinos, 50
el magma, 202
origen,
de la anortosita, 166
de los lamprofiros, 187
de las rocas ultramáficas, 177
las series de reacción, 205, 213
el sistema,
albita-anortita-diópsida, 222
cuaternario hipotético, 21
forsterita-sílice, 225
 $KAlSiO_4 \cdot NaAlSiO_4 \cdot SiO_2$, 226
leucita-sílice, 48
ortoclasa-albita, 49-51
piroxeno-plagioclasa, 220
- Brackett, N. N., 331
Bradley, W. H., 343
Bramlette, M. N., 296, 331
- Brasil, 149, 285, 343, 465
Itatiaia, 159
Paraná, 170
Pozos de Caldas, 149
São Paulo, 174
Brechas, 258, 282, 283
de caliza, 284
de colapso, 283
definición, 283
de falla, 284
de intraformación, 284
milonita, 284
significado geológico, 284
tectónicas, 283
trituras, 405
variedades, 283
- Brewster, E. E., 321
Briere, P. Y., 486
Briggs, L. I., 329
Broderick, T. M., 208
Broncinita, 172
ocurrencia, 174
origen, 177
- Brunn, A. F., 372
Bucher, W., 395
Buddington, A. F., 117, 129, 138, 198, 199, 202, 484, 490
- Bullen, K. E., 198, 199
Bunsen, R., 202
Burchard, E. F., 336
Burnham, C. W., 413, 503
Bushinsky, G. I., 340

C

- Calcarenita (véase *Areniscas*)
Caley, J. F., 326
Caliche, 325
California, 123, 129, 147, 158, 293, 333, 340, 390, 467, 487
- Bald Rock, 134
Bishop, 455
cadena costera, 331
Clear Lake, 142
Coast Range, 177, 193, 467, 468
Crestmore, 412, 472, 503, 504, 507
Diablo Range, 293
Glenn, condado de, 304
Grass Valley, 116
Grindstone Creek, 304
Hollywood, 331
Huntington, lago, 168
Inyo, montañas, 123, 489
Lascr Peak, 142
Los Angeles, 292, 293
Madera, condado, 470
Medicine Lake, 132, 142
Mendocino, condado de, 291
Modelo, 296
Modoc, región, 230, 231, 234
Monterey, 331
Pila de Postes del Diablo, 66

- San Diego, condado de, 282
 San Marcos, 158
 Santa Bárbara, 305
 Santa Mónica, montañas de, 296
 Sierra Nevada, 106, 115, 116, 134, 168, 187, 193, 450, 483, 495
 Sonoma, condado, 484
 del Sur, 233
 Ventura, 264, 265, 292
 zona fallada de San Andrés, 446
- Caliza (s),
 algáceas, 314
 alóctonas, 312
 arcillosas, 306, 315
 arenitas líticas, 314
 autóctonas, 312
 bioclástica, 312
 bioestromales, 312
 biohermales, 312, 314
 braquipódica, 312
 calcarenita, 314
 calcita, 310
 cal hidráulica, 315
 clásticas, 314
 composición, 309
 coquina, 312
 coquinoidales, 314
 coralina, 312
 crinoidal, 312
 definición, 309
 dolomita, 310
 espergenita, 315
 foraminífera, 312
 hidráulica, 315
 klint, klintita, 313
 litográfica, 315
 magnesiá, 310
 marinas normales, 315
 microquina, 314
 oolítica, 314, 315
 origen de las, 316
 texturas de la, 311
 variedades de las, 312
- Canadá, 184, 363
 Alberta, 347
 Barie Verte, 162
 Bay of Island, 80, 163
 Caledonia, 326
 Cassiar, 134
 Columbia Británica, 113, 116, 150
 Chibougamau, 163
 French River, 147, 149
 Grenville, 162
 Haliburton-Bancroft, 135, 147, 149
 Hope, 175
 Ice River, 151
 Labrador, 162
 Manitoba, 124, 136, 192
 Middle River Range, 175
 Montreal, 150
 Morin, distrito de, 163
 Nueva Escocia, 347
 Ontario, 150, 158, 163, 285, 292, 457
- Perth, 51
 Poohbah Lake, 160
 Quebec, 133, 134, 137, 149, 150, 162, 175, 285, 305
 Rainy Lake, distrito de, 163
 Saskatchewan, 136
 St. Urbain, 163
 Sudbury, 78, 133, 162, 207
 Surf Point, 134
 Table Mountain, 163
 Terranova, 133, 177, 292, 305
 Territorio del Noroeste, 134
 Trout, río, 175
 Tulameen, 175
 Wabana, 336
 White Creek, 134
- Canadita, 159
 Caolinita, 249
 Caolinización, 111
 Carbón (es), 344, 346
 antracita, 346
 bituminoso, 346
 cannel, 346
 ciclotema, 348
 claraína, 346
 composición del, 344
 definición, 344
 duraina, 346
 fusaina, 346
 lignito (carbón café), 346
 ocurrencia, 346
 origen del, 348
 subbituminoso, 346
 turba, 346
 vitraína, 346
- Carbonatación, 354
 Carbonatitas, 149
 Carbonización, 349
 Caribe, volcanes del, 152
 Carolina del Norte, 177, 467, 470, 473, 477
 Bakersville-Roan, montaña, 483-484
 Deep River, región del, 462
 Franklin, 470
 McDowell, condado, 471
 Roan, 478
 Carolina del Sur, 47
 Charleston, 374
 Cárpato, montes, 141
 Cartledge, G. H., 376
 Ceilán, 485
 Célebes, 178, 468
 Ciclo petroquímico, 516
 Ciclosilicatos, 31, 424
 Ciclotema, 348
 tipo,
 deltaico, 348
 piedmont, 348
- Clan,
 concepto del, 104
 del gabbro, 155 ss. (véase también *Gabbro, clan del*)
 ultramáfico, 171 (véase *Rocas ultramáficas*)

- Clapp, C. H., 117
 Clarke, F. W., 8, 9, 243, 326, 340, 401, 456, 461
 Clasificación,
 progresiva, 257
 rocas,
 ígneas, 85
 metamórficas, 432
 sedimentarias, 270
 Clásticas, rocas sedimentarias (véase *Rocas sedimentarias clásticas*)
 Clastos, 276
 Claystone (argilita), 254
 Closs, H., 122, 135
 Colombia, 145, 177
 Color, índice de, 94
 Colorado, 76, 141, 193, 328, 464, 473, 477
 Boulder, 133
 Breckenridge, 455
 Cripple Creek, 59, 70
 Front Range, 110, 269, 290
 Guffey, 470, 477, 483
 Iron Hill, condado de Gunnison, 160
 mármol, 455
 Northgate, 136
 Pikes Peak, 110
 río, 369
 Rosita Hills, 154
 San Juan, montañas de, 230
 San Juan, región, 133, 193, 215
 Sawatch Range, 489
 Silver Cliff, 62
 Silverton, 132
 South Platte, 266
 Spanish Peaks, 187
 Swandyke, 478
 Uncompahgre, 172
 Yule Creek, 455
- Complejo de substitución atómica, 30
 Complejos de diques anulares, 120, 130, 149, 162
 Componentes de un sistema en equilibrio, 12
 Composición química de la corteza terrestre, 6 ss.
 Compton, R. R., 123
 Compuestos isomórficos, 30
 Concentración de iones de hidrógeno (pH), 391
 Concreción,
 principio de la, 512
 en sedimentos, 267
 Conglomerados, 254, 258
 basales, 281, 283
 composición de los, 280
 fanglomerados, 281
 intraformación, 282
 oligomícticos, 280
 origen de los, 282
 polimícticos, 281
 significado geológico, 282
 textura, 280
 triturado, 405
- variedades, 280
 Connecticut, 389
 Branford-Stony Creek, 135
 Clinton, 135
 Guilford, 470, 477
 Killingworth, 135
 New Haven, 290
- Conos,
 de cenizas, 69
 compuestos, 69
 concéntricos, 267
 de lava, 69
 piroclásticos, 69
 Consolidación magmática, 218
 etapas de, 219
 Coquina, 312
 Córcega, 468
 Corriente, 63
 de lodo, 358
 de turbidez, 358
 Corteza terrestre, composición química de la, 6 ss.
 Costa del Golfo, 303, 325
 Cox, E. P., 53
 Cratón, 364
 Creta, 324
 composición química, 311, 324
 definición, 324
 ocurrencia, 324
 Cristal (es),
 formas de los, 61
 de mezcla, 29 (véase *Disolución sólida*)
 relaciones mutuas de los, 62
 Cristalización,
 grado de, 60
 en masas fundidas de silicatos, 220
 sistema de $\text{KAlSiO}_4\text{-NaAlSiO}_4\text{-SiO}_2$, 226-229
 sistema forsterita-sílice, 225
 Cross, W., 88, 193
 Crowell, J. C., 264, 304
 Cuarzo, 439, 450
 aluminosa, 450
 bandeada, 451
 clorítica, 450
 composición, 450
 definición, 450
 estratificación cruzada, 451
 feldespática, 450
 ferruginosa, mantos delgados, 451
 granatífera, 450
 itacolumita, 450
 línea divisoria del, 97
 de mantos delgados, 451
 micácea laminada, 451
 monzonita, 105
 ocurrencia, 451
 origen, 451
 sienita, 150
 variedades, 450
 Cuba, 177, 468
 Cuencas, 268
 famélicas, 374

Cuerpos sedimentarios,
cintas, 269
mantos, 268-269
prismas, 269
tabulares, 269
Curva de reacción (véase *Reacción, curva de*)

CH

Chadwick, R. A., 185
Chamoisita, 337
Chapman, R. W., 213, 461
Charnock, J., 485
Charnockita, 440, 485
composición,
mineralógica, 484
química, 481
definición, 485
ocurrencia, 486
origen, 485
serie, 109, 485-486
Chayes, F., 147
Chilingar, G. V., 94
China, 110, 113, 285, 307
Kwangtung, 455
Manchuria, 465
mar Amarillo, 307
río Amarillo (Hwang Ho), 307, 369
Szechuan, 309
Yunnan, 125, 455

D

Dacita, 140-142
Dakota, 343
Dakota del Sur, 76, 288
Black Hills, 185
Daly, R. A., 119, 128, 202, 407
concepto del clan o familia, 104
diagramas de variación, 229
excavación magmática, 119
origen del sistema alcalino, 150
de las andesitas, 154
profundidad de las rocas plutónicas, 59
Dana, J. D., 322, 395
Darwin, C., 203
Davis, D. H., 385
Dawson, K. R., 137
Deer, W. A., 157, 232
Deficiencia de sílice, 232
Delaware, 475
Demarest, P. J., 311
Depósitos,
de deslave, 366
sapro pélicos, 338, 342
Deslave, depósitos de, 366
Determinación de las rocas, 438
metamórficas, 438
Determinación macroscópica de las rocas
ígneas, 102

Deutéricas, alteraciones, 220
Diabasa, 167, 168
Diagénesis, 242, 383
tardía, 383
temprana, 383
Diagramas de variación, 229
Daly, 229-230
deficiencia de sílice, 232
definición, 229
Larsen, 230-231
Nockolds y Allen, 232
Dialagita, 172
ocurrencia, 174
origen, 180
Diatomita, 332
Diferenciación, 82, 511
geoquímica, 10, 520
primaria, 520
secundaria, 520
magmática, 82, 203
metamórfica, 511
definición, 431
Difusión metamórfica, 430
Diller, J. S., 287
Diopsidita, 172
Diorita, 145
composición, 145
de cuarzo, línea límite de la, 116
ocurrencia, 147
origen, 145
textura, 143-145
Diques, 73-76
anulares, complejos de, 120, 130, 149,
162
clásticos, 266
paralelos, 74
radiales, 75-76
rocas de, 92
Disolución, 390, 513
diferencial o intraestratal, 390
por presión, 389
principio de la, 513
sólida, 15, 18, 29
sistemas de dos componentes con, 18
Dolerita, 168
Dolomitas, 320
composición, 320
dolomitización, 322
ocurrencia, 322
origen, 322
textura, 320, 321
Dolomitización, 322
Dubins, I. M., 311
Dunita,
composición, 172
ocurrencia, 174
origen, 177

E

Eckelmann, F. F., 461
Eclogitas, 440, 486

composición mineralógica, 484
composición química, 481
definición, 486
ocurrencia, 488
origen, 486
variedades, 486
Ecuador, 142
Edwards, A. B., 291
Efusivas, rocas ígneas, 92
Egipto, Syene, sienita de, 145
Eh (potencial de oxidación-reducción),
352, 380, 391
Elementos, 6, 8, 10
abundancia de los, 6 ss.
atmófilos, 10
calcófilos, 10
clasificación geoquímica, 10
litófilos, 10
siderófilos, 10
Elementos químicos, composición química
de la corteza terrestre, 9
Ellestad, R. D., 296
Ellis, S. J., 95
Engel, A. E. J., 475
Engel, C. G., 475
England, J. L., 43
Enriquecimiento, 512
Epiclásticas, rocas, 242
Epperson, A. W., 311
Erupción volcánica, 67-69
central, 69
de grieta, 67
Escapolitización, 161
Escocia (véase *Islas Británicas*)
Mull, 73
Escoria, 63
Escudo canadiense, 124, 361, 465
Esferolitas, 62
Eskola, P., 123, 126, 419, 481, 484, 486,
491, 512
Esmeril, 499
España, 169
Espergenita, 315
Espilita, 169
definición, 169
ocurrencia, 169
Esqualito, 72
Esquistos arcillosos,
definición, 304
ocurrencia, 304
piedras de lodo guijarrosas, 304
Esquistos y rocas afines, 440, 459
de alto grado, 469
andalucita, 470
calcáreos, 471
cianita, 470
cordierita, 470
cuarzofeldespáticos, 472
estauroilita, 469
grafíticos, 470
granulita, 472
leptita, 472
magnetita, 472
ocurrencia, 469
sillimanita, 470
de bajo grado, 460
actinolita-talco, 466
biotita, 463
calcáreos, 463
cloritoide, 461
cuarcitas de hematita, 464
cuarzofeldespáticos, 462
especularita, 464
glaucófano, 467
hematita, 464
jaspilitas, 464
mármoles esquistosos, 463
muscovita, 462
muscovita-biotita, 462
ocurrencia, 460
rocas talco-carbonatadas (o piedras
jabonosas), 466
semiesquisto, 462
serpentina, 466
talco, 466
verdes, 464
composición, 461
definición, 459
minerales, 461
ocurrencia, 460
ortoesquistos, 441, 444
paraesquistos, 441, 444
Essexita, 159
Estonia, 343
Estratificación, 260
contorsionada, 264
cruzada, 262
estrato, 260
gradual, 260
hundida, 264
lámina, 260
ordinaria, 262
Estratigráficas, unidades (véase *Unidades
estratigráficas*)
Estrato, 260
Estratovolcanes, 69
Estructura de un mineral, 30
Estructuras,
rocas ígneas, 59
de las rocas sedimentarias, 259
biohermas, 268
biostromas, 268
concreción, 267
conos concéntricos, 267
contorsionadas, 264
estilotitas, 259, 266
estratificación, 259-260
estratificación cruzada, 262
estrato, 259-260
fisibilidad, 260, 279
graduales, 260
hundidas, 264
improntas de carga, 265
jugos, 262
lámina, 259
ordinarias, 262

- septarias, 267
- varves, 263 (véase también *Textura*)
- Estructuras cristalinas, 249 ss.
- caolinita, 249
- hidrómica, 251
- illita, 251
- montmorillonita, 250
- Europa, 168, 177, 285, 306
- Evaporitas, 325
- caliche, 325
- definición, 325
- ocurrencia, 326
- origen, 328
- toba, 325
- travertina, 325
- variedades, 325
- Evolución magmática, 203
- asimilación, 212
- autointrusión, 212
- corriente de gas, 211
- cristalización fraccionada, 203
- diferenciación, 82, 203
- gravitacional, 208
- excavación, fragmentaria, 119
- mezcla, 215
- procesos en la, 203-204
- resumen, 217
- Excavación, 119
- fragmentaria, 119
- magmática, 119
- Exfoliación, 356, 431, 439
- Expulsión, 152

F

- Facies, 393
- Flysch, 271, 294, 364, 393, 396
- Molasa, 171, 364, 393, 396
- Facies metamórficas, 418, 434
- albita-epidota-anfibolita, 436
- anfibolita, 436
- asociaciones minerales, 518
- definición, 425
- esquisto verde, 336
- esquisto de glaucófona, 437
- granulita, 437
- sanidinita, 435
- Facolitos, 76-77
- Fairbairn, H. W., 432
- Fairchild, F. G., 296
- Fairchild, J. G., 296, 331, 336, 340
- Fanglomerados, 281
- Fases, regla de las, 11-12
- fusión incongruente, 1/
- grados de libertad, 12
- isotermas, 19
- miembros extremos, 29
- mineralógica, 21
- polivariante, 14
- punto de fusión incongruente, 17
- punto eutéctico, 15
- punto de reacción, 17
- sistemas, 14 ss.
- binario, 15
- componente, 14
- cuaternarios, 21
- invariante, 12
- ternarios, 19
- temperatura eutéctica, 15
- Feldespatoides, 54-55
- analcita, 54
- cancrinita, 54
- leucita, 54
- nefelina, 54
- sodalita, 54
- Feldespatos, 54
- alcalinos, 46
- grupo de los, 44
- alcalinos, 46
- anortoclasas, 51
- antiperthita, 51
- maclación, 51
- perthita, 51
- serie de la plagioclasa, 46-47
- Félsicas, rocas ígneas, 95
- Felsita, 99
- Fenner, C. N., 489
- Fennoscandia, 184, 465
- Fenocristales, 64
- Filipinas, 178
- Filitas, 439, 458
- clorita, 459
- composición química, 456
- definición, 458
- ocurrencia, 459
- de sericita, 459
- de sericita-clorita, 459
- Filonita, 447, 476
- Filosilicato, 32, 424
- Finlandia, 460, 485, 489
- Ahvenisto, 133
- Ijola, 160
- Iaponia, 481, 484
- Lujaur Urt, 149
- Orijärvi, región, 419, 512
- del Sur, 79
- Tampere, región, 457
- Fishier, D. J., 321
- Fisibilidad, 260, 279, 297
- Fisk, H. N., 370
- Flint, 331
- Florida, 312, 317, 326
- Flysch, 271, 364, 393, 396
- ofiolítico, 492
- Folk, R. L., 252, 253
- Fonolitas, 154
- Forma euédral, 61
- Formas de los cristales, 61
- Fosforitas, 340
- Fósil, mineral, 338
- Foyaita, 147, 148
- Francia, 193, 488
- Bretaña, 108
- Córcega, 158
- Rodeix, monte, 66
- Fyfe, W. S., 435

G

- Gabriel, A., 53
- Gabro, clan, 155 ss.
- alcalino, 158-160
- alteración del, 160
- bandeado críptico, 157
- bandeado rítmico, 156
- composición, 155-157
- de cuarzo, 158
- essexita, 159
- hornblenda, 158
- laminación ígnea, 157
- noritas, 155, 158
- normal, 155
- ocurrencia, 162
- olivino, 155
- pegmatítico, 158
- teralita, 159
- teschenita, 160
- textura, 155
- gabroica, 71
- orbicular, 158
- tracotita, 155
- variedades, 155, 158
- Ganister, 258
- Garrels, R. M., 381
- Geodas, 267
- George, W. O., 149
- Georgia, 467
- Lafayette, 331
- Tate, 455
- Gcosinclinales, 268
- ciclos, 393
- definición, 268
- eugeosinclinal, 271, 394
- normal, 394
- taprogeosinclinales (taphrogeosinclinales), 394
- Gibbs, J. W., 12
- Gilluly, J., 402
- Ginsburg, R. N., 316
- Glomeroporfirítica, textura, 64
- Gncis, 440, 473
- augen, 474, 477
- de augita, 478
- bandeado, 474
- de cianita, 474
- composición química, 474, 475
- compuesto, 478
- conglomerado, 474
- de cuarcita, 474
- cuarzo-feldespático, 474
- definición, 473
- de gabro, 474
- de granito, 474
- de hornblenda, 478
- de inyección, 118, 474, 478
- de lecho por lecho, 478
- ocurrencia, 477, 478
- origen, 479
- ortogneis, 441, 444, 479, 480
- paragneis, 441, 479

- de penetración, 478
- de sienita, 474
- variedades del, 474
- Goddard, E. N., 70
- Goldich, S. S., 246
- Goldschmidt, V. M., 7, 10, 13, 198, 376, 418, 422, 456, 460, 497, 498, 520
- Goodspeed, G. E., 72
- Goranson, R. W., 402
- Gordon, M., 376
- Grabau, A. W., 270, 314
- Gran Bretaña, 290 (véase también *Islas británicas*)
- Cleveland, 336
- Granitización, 122
- criterio, 124-125
- estática, 125
- sincinemática, 125
- sinorogénica, 125
- sintectónica, 125
- Granito(s), 105 ss., 109 ss.
- alteración deutérica, 111-112
- clasificación, 110-112
- Rosenbusch, 110-111
- Shand, 110
- Zirkel, 109
- composición química, 106-108
- compuestos de, 118
- definición, 105
- equivalentes volcánicos, 139 ss.
- gneis de inyección, 118
- gnéisico, 118
- mecanismo de emplazamiento, 119
- excavación magmática, 119
- granitización (véase *Granitización*)
- inyección forzada, 121
- migmatita, 118
- minerales de, 109-110
- ocurrencia, 113-118
- origen (véase *Granitización*)
- peralcalinos, 111
- peraluminicos, 110
- postcinéticos, 493
- postectónicos, 493
- roca chorlo (roca turmalínica), 112
- sincinemáticos, 493
- subaluminicos, 111
- variedades de, 109-110
- zonas de emplazamiento, 128 ss.
- catazona, 128, 135
- epizona, 128 ss.
- mesozona, 128, 133
- Granodiorita, 106
- Granulitas, 440, 483-484
- composición, 484
- mineralógica, 484
- química, 481
- definición, 483
- ocurrencia, 484-485
- origen, 483
- variedades, 483
- Grauwackas, 290
- composición, 291

definición, 290
feldespática, 290
microbrechas, 290
ocurrencia, 291
origen, 294
Gravilla, 258
Great Plains, 303, 326
Grecia, cabo Emeri, 499
Green, J., 9
Greig, J. W. D., 34
Greisenización, 112
Greisens, 112
Griggs, D. T., 395
Grim, R. E., 40, 248-250, 303
Groenlandia, 149, 234, 474, 488
 Angmagssalik, 74
 Igaliko, 149
 Illimausak, 149
 Julianehaab, 151
 Scoresby Sound, 74
 Skaergaard, 157
Grout, F. E., 93, 117, 202, 413
Grubenmann, U., 410, 419, 509
Gruner, J. W., 296
Grupo de minerales hidatogenéticos, 219
Guatemala, 177

H

Hagner, A., 510
Hague, J. M., 475
Halmirólisis, 384
Hallimond, A. F., 336
Hamilton, W. B., 169, 384
Harker, A., 85, 234, 422, 499
Harris, R. L., Jr., 475
Häuy, A. J., 486
Hawaii, 68, 154, 170
Hayes, A. C., 336
Heald, M. T., 389
Hedgpeth, J. W., 371
Heinrich, E. W., 41
Helmhold, R., 291
Hess, H. H., 153, 172, 177, 180, 199, 202, 395
Hezner, L., 486
Hidratación, 355
Hidrólisis, 375
Hidráulica, 251
Hierro, rocas de óxido de, 337-338
Higgins, D. F., 321
Hillebrand, W. F., 321
Himalayas, 169
 Nanga Parbat, 126, 127
Hipabisales, rocas, 92
Hipermetamórficas, rocas ígneas, 95
Holmes, A., 153
Holmquist, P. I., 491
Holoblastos, 510
Holofésicas, rocas ígneas, 95
Holland, T., 485
Hoots, H. W., 296, 331, 340

Hornblendita, 172
 composición, 173
 ocurrencia, 174
 origen, 181
Hornfels, 428, 439, 447
 arenáceos, 449
 definición, 447
 diez, 498
 hornfésica, 447
 máficos, 449
 manchados (*slates*), 449
 pelíticos, 448
 de silicatos cálcicos, 449
 variedades, 448
Howland, A. L., 164
Hsu, K. J., 395, 396
Huang, W. T., 90, 91, 216, 291, 331
Hungria, 193
Hunt, C. B., 76
Hurón, lago, 288

I

Idaho, 113, 193, 282, 331, 341, 464
 Bayview, montañas, 133
 Packsaddle, montañas, 133
 St. Joe River, 163
Iddings, J., 85, 88
Identificación de las rocas, 97
Ijolita, 160, 174
Iler, R. K., 334
Illinois, 313, 315, 347, 348, 360
 Joliet, 321
Ilita, 251
Improntas de carga, 265
Inclusiones en rocas ígneas, 73, 80
India, 109, 465, 472, 486
 Deccan, meseta, 168
 Madrás, 78, 111, 163, 447, 481, 484, 488
Indiana, 315, 347, 360
Indias Orientales, 152, 155, 169
Indice,
 de color, 94
 de refracción, 140
Índico, Océano, 318, 323
Ingerson, E., 432
Inglaterra (véase *Islas Británicas*)
Intemperismo, 353
 mecánico, 355
 químico, 353
Inyección de lecho por lecho (*lit-par-lit*,
 interfoliácea), 405, 431
Iones,
 H, concentración de, 352
 de (pH), 380
Iowa, 288, 313, 347
Irán, 169
Islandia, 167
Islas Británicas,
 Argyll, 73
 Arran, 146
 Ayrshire, 66

Ballantrae, distrito de, 66
Cleveland, 336
Cornwall, 108, 110, 112
Cheviot, montes, 74
Dalriada (Escocia), 414, 415
Escocia, 76, 162, 166, 463
 Tierras Altas del sur de, 291-292
Gales, 193, 291
Genevre, monte, 66
Glen Coc, 132
Inglaterra, 169
Inverness, 73
Irlanda, 66
 norte de, 66
Loch Awe (Escocia), 146
Pasillo del Gigante, 66
Perthshire, 412
Scawt Hill, 503
Shetland, islas, 514
Shiant, islas, 212
de Skye, 113, 116
Sutherland, 489
Islas del Atlántico,
 Ascensión, 154
 Gough, 154
Islas del Pacífico, Nueva Caledonia, 177
Islas Mediterráneas,
 Cerdeña, 143
 monte Arci, 142
 Lipari, 142
Isosilicato, 31, 424
Isotermas, 19, 414
Italia,
 Albanos, montes, 55
 Nápolcs, 155
 Roma, 155
 Sicilia (Pantelleria), 141
 Vesubio, 208

J

Jacupirangita, 174
Jahns, R. H., 184
James, H. L., 336, 416, 417
Japón, 152, 193
Jaspe, 332
Jaspilitas, 465
Johannsen, A., 85, 89, 94, 95
Jones, W. R., 164

K

Kansas, 309, 325, 348
 condado Ellis, 311
Kay, M., 394
Kecvil, N. B., 215
Keller, W. F., 352
Kemp, J. F., 65
Kennedy, W. Q., 170, 287, 415, 517
Kentucky, 347, 360

Keratófito cuarcífero, 141
Kerr, P. F., 36, 39
Kersantita, 186
Kimberlita, 172
Kinzigita, 473
Klit, klintita, 313
Knopf, A., 75, 115, 432
Kolb, C. R., 370
Krumbein, W. C., 299, 348, 362, 381
Krynine, P. D., 253, 256, 269, 289, 291, 296,
 307, 308, 352
Kuenen, P. H., 243, 295
Kupletsky, B. M., 159

L

Lacolitos, 76-77
Lagunas, 370
Lamborn, R., 311
Lámina, 260
Laminación ígnea, 157
Lamprofiros, 62, 186
 alnóita, 186
 comptonitas, 187
 kersantita, 186
 minette, 186
 monchiquita, 186
 origen, 186
 ouachitita, 186
 spessartita, 186
 variedades, 186
 vogesita, 186
Lapadu-Hargues, P., 460, 474, 481
Larsen, E., 27, 28, 216, 232, 233
Larsen, E. S., Jr., 193
Larvikita, 148
Latimer, W. M., 380
Latita cuarzosa, 142
Lava, 67-70, 201
 aa, 67
 de bloque, 67
 conos de, 69
 definición, 201
 pahoehoe, 67
 vítrea,
 perlita, 140
 piedra pez, 140
 piedra pómez, 140
 vitrofito, 140
Lecho por lecho, inyección de, 431
Leith, C. K., 244, 246
Leptinita, 472
Leptita, 472
Leucitita, 155
Leucocráticas, rocas ígneas, 95
Litchfieldita, 148, 159
Limolitas, 304
 definición, 304
 tamaño de grano, 305
Lindgren, W., 106, 113
Línea cotéctica, 222
Litología, 2

Lodo o barro, 304
corriente de, 190
Loess, 306
definición, 306
ocurrencia, 306
origen, 306
textura, 306
Loewinson-Lessing, F. J., 86
Lord, N. W., 287
Loughlin, G. F., 120, 311
Louisiana, 328, 347, 369
Lovering, T. S., 70
Lowenstam, H. A., 313
Lund, E. H., 475
Lutáceo, sedimento arcilloso, 255
Lutita, 254
Lyell, C., 399
Lyons, J. B., 461

M

MacDonald, G. A., 67, 68
Mackenzie, río, 369
Mackie, W., 289
Madurez, rocas sedimentarias, 253
Mafésicas, rocas ígneas, 95
Máficas, rocas ígneas, 86, 95
Magma, 201
definición, 201
derivado, 203
mezcla, 215
tectónica del, 493
Magmática, consolidación, 218-219
Magmática, evolución (véase *Evolución magmática*)
Maine,
Litchfield, 148
Portland, 289
Malignitas, 160
Mancha, Canal de la, 325
Mantos, 197, 269
de carbón, 348
rojos, 307
ciclo tectónico, 307-308
etapa geosinclinal, 307
etapa orogénica, 308
etapa de peneplaneación, 307
clasificación por Krynnic, 307
postdeposicionales, 308
primarios, 308
químicos, 308
secundarios, 308
definición, 307
origen, 308
Mar del Japón, 193
Marga, 305
Mariopolita, 159
Marlitas, 306
Mármoles y rocas afines, 439, 452
carbonatos cristalinos, 439
definición, 452
dolomíticos, 452

ocurrencia, 455
oficalcita, 454
serpentina, 454
shams (rocas de silicatos y de calcio), 439, 452
tactitas, 455
"verd antique", 454
Marshall, C. E., 350
Maryland, 292
Baltimore, 136
montañas Catoclin, 451, 459
Mason, B., 9, 200, 244, 245
Massachusetts, 150, 389, 473, 476
Beverly, 147, 149
Essex County, 117
Fitchburg, 112
Quincy, 111, 147, 149
Salem Neck, 160
Shellbourne Falls, 136
Material arenoso, 255
Mathews, W. H., 140
Maynard, J. E., 339
McDonald, G. A., 211
McFarlan, E., 370
McKee, E. D., 263
Mead, W. J., 244, 246
Medios ambientes,
marinos, 371
de transición, 369
Melanocráticas, rocas ígneas, 95
Melteigita, 174
Menard, H. W., 384
Merril, G., 289
Merwin, H. E., 34
Mesocráticas, rocas ígneas, 95
Metadiorita, 441
Metagabro, 441, 481
Metalumínicas, rocas ígneas, 87
Metamorfismo, 399
tipos de, 403
de carga, 406
cataclástico, 405
cinético, 405
de contacto, 404, 494 ss. (véase entrada *Metamorfismo de contacto*)
dinamotérmico, 406
de dislocación, 406
geotérmico, 406
hidrotermal, 404
por inyección, 405
metasomático, 403
neumatolítico, 404
normal, 403
pirometamorfismo, 404
plutónico, 406
polimetamorfismo, 408
progresivo, 408
regional (véase entrada *Metamorfismo regional*)
retrogresivo, 406, 408
térmico, 404
ultrametamorfismo, 407
Metamorfismo de contacto, 494

en Crestmore, California, 504
definición, 494
descarbonación térmica, 500
diagrama ACF, 497
diez agrupamientos de hornfels, Goldschmit, 498
factores relacionados con, 495
Harker, del metamorfismo progresivo, 499
minerales, 494
de las rocas,
arcillosas, 497
calcáreas, 500
Metamorfismo regional, 406, 507
causas de, 514
diferenciación metamórfica, 512
Metasomático, remodelamiento (véase *Granitización*)
Metasomatismo, 391
México, 153
Concepción del Oro, 133
Durango, 504
Mezcla del magma, 215
Miarolítica, textura, 72
Mica, grupo de la, 39-42
Michigan, 326, 360, 416, 464
Crystal Falls, 336
Dickinson, condado, 321
Fern Creek, 285
Iron River, 336
Keweenawanos, fenocristales de labradorita, 208
parte superior de la península de, 458
"Miembros extremos", 29
Migliorini, C. I., 295
Migmatitas, 118, 406, 440, 468, 478, 488-491
arteritas, 489
composición mineralógica, 475
definición, 488
fajada, 489
gneis, 124
de inyección, 489
ocurrencia, 490
origen, 489
regionales, 489
variedades, 490
zona de los bordes, 488
Milonita, 428, 446, 476
Mineral "fósil", 338
Minerales, 8
accesorios, 96
menores, 96
de antiesfuerzo, 422, 470
características, 96
esenciales, 96
de esfuerzo, 422
estructuras de cristal, 248, 422
ígneas, 34
metamórficas, 421
no saturados, 87
normativos, 89
pirogenéticos, 218

saturados, 87
secundarios, 95
sedimentarios, 245
Minette, 186
Minnesota, 113, 288
Biwabik, 478, 483
Duluth, 78, 133, 162, 208, 496
Giant's Range, 134
Glenwood, 296
Little Falls, 470
Snowbank, 134, 149, 166
valle del río, 475
Vermilion, 117, 134, 147, 149
Misch, P., 124
Mississippi, 325, 328
Berea, 287
deltas del, 305, 369
río, 369
Valle del, 363
Williston, 326
Missouri, 347, 362, 390
Missourita, 160
Modo, 88
Molasse, 271, 364, 393, 395
Mollit, G., 303
Monchiquita, 186
Montana, 113, 187, 309, 331, 341, 464, 467, 472, 477
Beartooth, montañas, 136, 461, 478, 483
Boulder, 133
Castle, montañas, 113, 117
Crazy, montañas, 74, 160
Deer Lodge, 455
Dillon, 477
Ennis, 459, 470
Highwood, montañas, 154, 229, 234
Little Belt, montañas, 504
Marysville, 133
Missouri, río, 160
Quad Creek, 136
Shonkin Sag, 148
Stillwater, 80, 157, 162
Sunlight, montañas, 74
Montmorillonita, 249
Monzoni, Tirol, 106
Monzonita, 105
composición, 143
ocurrencia, 147
origen, 147
textura, 143-145
Moore, G. E., Jr., 461
Moore, J. G., 113-115
Moore, R. C., 349
Moorehouse, W. W., 518

N

Nanz, R. H., Jr., 287, 293, 456
Nebraska, 192
Negro, mar, 343
Neomineralización, 508
Nesosilicatos, 31, 422

- Neuerburg, G. J., 169
 Neumatolisis, 109, 111
 Nevada, 193, 333
 Gran Cuenca de, 142
 Humboldt Range, 455
 Inyo, montañas, 489
 New Hampshire, 76, 121, 132, 483
 Conway, 110
 Gilford, 158
 Hanover, 461
 Keene-Brattleboro, 461
 Littleton-Moosilauke, distrito de, 416, 452, 464, 477
 Ossipee, montañas, 150
 Sunapee, 470
 Washington, monte, 463, 471-472
 White, montañas, 113, 132, 450, 471, 477
 New Jersey, 77, 136, 312, 489
 Franklin, 475
 Palizadas, 168, 208, 209, 226
 Sterling, 475
 Niggli, P., 85, 89, 234, 410, 419, 509
 Nilo, río, 369
 Noble, J. A., 122, 172, 175, 180
 Nockolds, S. R., 106-108, 140, 157, 173, 234
 Nordmarkita, 150
 Norita, 155, 158, 160
 Norma CIPW., 88
 cálculo, 88
 Norteamérica, 306, 309, 325
 Noruega, 158, 185, 207, 460, 472
 Arendal, 486
 Bergen, distrito de, 163
 Egersund-Sogndal, distrito, 163
 Farsund, 512
 Larvik, 148
 Nelsteig, 174
 Nordmark, 148
 Oslo, región de, 76, 418, 497
 Stavanger, 489
 Sulitjelm, región de, 415
 Voss-Sogn, distrito, 163
 Novaculita, 332
 Nubes ardientes, 190
 Nueva Caledonia, 177
 Nueva Inglaterra, 110, 150, 213, 215, 470, 477
 Nueva York, 77, 305, 309, 326, 327, 476
 Adirondack, montañas, 117, 135, 162, 199, 225, 467, 473, 475, 478, 484, 486, 488
 ciudad de, 168
 Clove, 461
 Cortland, 147, 158, 212
 Dutchess, condado de, 416, 459, 489, 510
 Essex, condado de, 455
 Onondaga, 313
 región tectónica, 292
 San Lorenzo, 177
 Utica, 301
 Willsboro, 472
- Nueva Zelandia, 154, 177, 193, 292, 293, 416
 Dun, montaña, 172
 Fiordland, 489
 Manapouri, lago, 116
 Otago, 415, 513
 Westland, 415
 Nuevo México, 168, 191, 193, 288, 326, 329, 464, 473
 Arriba, condado, 477
 Hanover, 133
 Hondo, cañón, 470
 Jemez, montañas, 198
 Organ, montañas, 133
 Petaca, 470
 Río arriba, 477
 Río, condado, 477
 Taos, 470
- O
- Obsidiana, 195
 Occanita, 170
 Ofiolítico, 394, 492
 Oftedahl, C., 131
 Ohio, 327, 360
 Flint Ridge, 331
 Highland, condado, 321
 valle del, 313, 343
 Oklahoma, 292, 309, 347, 390
 Anadarko, 369
 Arbuckle, montañas, 314
 Bartlesville, 269
 Ceres, 269
 Ouachita, montañas, 305
 Wichita, montañas, 80, 111, 133, 162, 208, 216
 Oknova, T. M., 159
 Olivino, grupo del, 33
 Olson, J. S., 360
 Oolita, 314
 Oregon, 66, 193, 292, 333
 Ball, montaña, 134
 Coast Range, 177
 Columbia-Snake River, 168
 Newberry, 143
 Steens, montañas, 143
 Ortoanfibilolita, 441, 481-483
 Ortoclase sódica (véase *Feldespatos*, grupo del)
 Ortosquistos, 441
 Ortogneis, 479
 Osann, A., 89
 Oxidación, 353
 potenciales de, 379
 Oxidación-reducción, potencial de (Eh), 352
- P
- Pacífico, cuenca del, 153
 Pacífico, islas del, 177, 322

- Abrolhos, 374
 Metia, 322
 Paumotu (archipiélago de Tuamotu), 322
 Pacífico, océano, 152, 211, 318, 323
 Paisanita, 111
 Palagonita, 167
 Paraanfibilolitas, 441, 481-484
 Paraesquistos, 441
 Paragneis, 441, 479
 Paraná, 170
 Pasta, etapa en la cristalización, 64
 Patagonia, 193
 Paynes, T. G., 293
 Pedernal,
 composición química, 331
 estratificado, 330
 origen, 333
 Pegmatitas, 182
 emplazamiento de las, 185
 del gabbro, 185
 minerales de, 183
 y plutón grande de granito, 184
 variedad de, 184
 zonas simétricas de, 182
 Pelítico, sedimento arcilloso, 255
 Pendientes del techo, 80
 Pensilvania, 292, 327, 475
 Lancaster, condado, 461
 Pittsburgh, 346
 Waynesboro, 459
 People, J. W., 164
 Peralcalinas, rocas ígneas, 88
 Peraluminicas, rocas ígneas, 87
 Peridotita, 172
 composición, 172
 hornblenda, 172
 mica, 172
 ocurrencia, 174
 origen, 178
 píroxeno, 172
 Perlita, 140
 Perthita, 51
 Perú, Blanca, 132
 Petroblastos, 512
 Petrogénesis, definición, 1
 Petrogenia, sistema residual de la, 227
 Petrografía, 1
 definición, 1
 Petrolíferas, pizarras, 342
 Petrología, definición, 1
 Pettijohn, F. J., 274, 286, 292, 295, 336, 352, 390, 394, 396, 402, 456
 pH (concentración de iones H), 352, 380, 391
 Phemister, T. C., 113
 Picrita, 170
 Piedra (s),
 de hierro arcillosa, 306
 de hierro de chamoisita, 337
 de marga, 306
 pez, 195
 pómez, 140
- Pirineos, 169
 Piroclásticas volcánicas, rocas, 188 ss. (véase *Rocas piroclásticas*)
 lapilli, 188
 Piroxenita, 172
 composición, 172
 ocurrencia, 174
 origen, 181
 Píroxenos, grupo de los, 34
 Pirsson, L. V., 85, 88, 482
 Pizarras, 295, 439
 arcóscas, 300
 aspectos que caracterizan a las, 299
 calcáreas, 300
 clasificación, 299
 cloríticas, 300
 color, 298
 composición, 296
 definición, 295
 fisibilidad, 297
 micáceas, 300
 negras, 301
 piríticas, 301
 origen, 301
 rojas o ferruginosas, 301
 silicificadas, 297, 306
 textura, 295
 verdes glauconíticas, 301
 Pizarras orgánicas, 342
 bituminosas, 342
 composición de las, 341
 coorongita, 342
 negras, 342
 ocurrencia, 343
 origen, 343
 petrolíferas, 342
 sapiropélicas, 342
 textura de las, 341
 torbanita escocesa, 343
 Plagioclasa, serie de la, 46-47
 Plataformas continentales, 368
 Plutón, 81
 Poldervaart, E., 9, 244, 451, 456, 461, 474, 481
 Porcelana, tierra de, 112
 Porcelanita, 332
 Porosidad, 385
 Portugal, sierra de Monchique, 149
 Potencial de oxidación, 339, 379
 Potencial de oxidación-reducción, 352
 Potencial iónico, 375
 Potenciales patrón de oxidación (Eh), 380, 391
 Potter, P. E., 360-361
 Prehnitización, 162
 Presión, disolución por, 389 (véase *Agentes metamórficos*)
 Principio de reacción de Bowen, 213 (véase también *Serie de reacciones*)
 Propilita, 152
 Propilitización, 152
 Provincia brito-ártica terciaria (Thulean), 187, 234

Provincia petrográfica,
definición, 232
en términos de composición, 232
 alcálica, 234
 alcalino-cálica, 234
 cálica, 234
en términos geográficos, 232
 brito-ártica, 234
 tipo mediterráneo, 234
 tipos atlánticos, 234
 tipos pacíficos, 234
Psamítico, material arenoso, 255
Psefítico, conglomerado, 255
Pulaskita, 148

Q

Queratofiros (keratófiro) de cuarzo, 171

R

Radiolarita, 333
Ramberg, H., 419, 474
Rastall, R. H., 118
Reacción, curva de, 222
Read, H. H., 6, 166, 489
Recristalización, 390, 508
Refracción, índice de, 140
Región del lago Superior, 290, 322, 465, 472
Región de los Apalaches, 337
Región escandinava, 108
Regla de fase,
 curva de reacción, 222
 línea cotética, 222
 punto de fusión incongruente, 49
Renovación, 368
Rhode Island, 150
Richardson, W. A., 86
Rieke, principio de, 400
Rigby, J. K., 267
Riodacitas, 140, 142
Riolita, 140, 141
 albita, 141
 dacita albitizada, 141
 keratófiro cuarcífero, 141
 paisanita, 141
 pantelerita, 141
Robertson, D. S., 124
Roca apedernalada, 428
Roca chorlo (roca turmalínica), 112
Roca fanérica, 60
Roca holocristalina, 60
Rocas, 1-23 (véanse sus tipos específicos)
Rocas afaníticas, 60
Rocas cataclásticas y afines, 444
 areniscas esquistosas, 445
 augen, 445
 brechas de rozamiento, 445
 cataclasitas, 446
 definición, 444
 dunita-milonita, 447
 filonita o fillonita, 447, 476
 flaser, 446
 gneis,
 augen, 445
 miloníticos, 445
 protoclásticos, 445
 milonita, 428, 446-476
 origen de las, 444
 ultramilonita, 446
Rocas de óxido de hierro, 337
Rocas de silicatos de hierro, 336
Rocas endogenéticas, 270
Rocas epiclásticas, 242, 251
Rocas exogenéticas, 270
Rocas ígneas,
 de asiento profundo, 92
 clasificación, 85
 CIPW, 88-89
 por el color (véanse *Ellis; Shand*)
 contenido de sílice, 8
 mineralógica cuantitativa, 93-95
 por la ocurrencia geológica y textu-
 ra, 92
 química y casi química, 85
 por Read, 4-6, 166, 490
 composición,
 mineral, 34, 108, 109, 144, 157, 159, 173
 química, 106-108, 144, 157, 172
 definición, 3
 descripción, 104 ss.
 determinación, 102, 276
 de diques, 92
 efusivas, 92
 félsicas, 95
 gabroicas, origen, 166
 guía de identificación,
 línea divisoria para el cuarzo, 96
 hipermelánicas, 95
 holofésicas, 95
 identificación, 97 ss.
 intermedias, 86
 leucocráticas, 95
 mafésicas, 95
 máficas, 86, 95
 melanocráticas, 95
 mesocráticas, 95
 ocurrencia, 66, 73-81, 113, 145, 162, 174, 192
 origen, 123, 150-151, 153, 166, 170, 180, 202, 236-237
 peralcalinas, 88
 peraluminicas, 87
 silícicas o ácidas, 86
 subaluminicas, 87
 texturas y estructuras, 59, 70
 ultramáficas,
 ocurrencia, 165
 o ultrabásicas, 86
 variedades, 105, 139-140, 143, 151, 155, 182, 185, 190, 193
Rocas metaluminicas, 87, 111
Rocas metamórficas, 6, 399

clasificación de las, 432
 por facies metamórfica, 434
 química, 434
 por Turner, 433
composición mineral, 421, 461, 475, 484
composición química, 456, 460, 474, 481
definición, 6, 399
determinación, guía para la, 438
 macroscópica, 442
origen, 451, 478, 486, 497
tramas de las, 426
Rocas metasedimentarias asociadas, 479
Rocas neptúnicas, 6
Rocas no clásticas, 251, 276
 sedimentarias, 251, 279
Rocas panidiomórficas, 62
Rocas piroclásticas (véase también *Rocas volcánicas*), 188
 aglomerados de respiradero, 189
 arenas volcánicas, 189
 bloques, 188
 bombas volcánicas, 188
 lapilli, 188
 sedimentarias tobáceas, 189 (véase *Rocas sedimentarias tobáceas*)
 toba de brecha, 189
Rocas plutónicas, 6, 59, 73
 modo de ocurrencia, 73
 textura y estructura (véase *Textura*)
Rocas porfiroblásticas, 259
Rocas sedimentarias, 3, 241
 abundancia relativa de las, 243
 clasificación, 270 ss.
 biogénica, 251
 clásticas, 251, 276
 endogenéticas, 270
 exogenéticas, 270
 genética, 272
 grupo epiclástico, 251
 no clásticas, 251
 sedimentos orgánicos, 251-252
 composición de las, 243
 mineralógica, 245
 química, 243
 cuerpo, tamaño y forma de las, 268
 determinación macroscópica, 276
 estructuras de las, 259
 facies sedimentarias, 271
 minerales alogénicos, 245-246
 autogénicos, 246
 detriticos, 246
 minerales comunes en, 247
 origen, 282, 294, 301, 316, 322, 328, 333, 338, 343, 348
 tetraedro fundamental, 271, 275
 texturas de las, 252
Rocas sedimentarias clásticas, 65, 251, 276, 277, 309
Rocas sedimentarias ferruginosas,
 carbonato de hierro, 338
 mineral "fósil", 338
 composición, 335
 óxido de hierro, 337
silicatos de hierro, 336
 arena verde o arenisca glauconítica, 336
 chamoisita, 337
 sulfuro de hierro, 338
 depósitos sapropélicos, 338
 textura, 335
 variedades, 336
Rocas sedimentarias fosfáticas, 340
 caliza, 341
 fosfato de guijas de río, 341
 fosforitas, 340
 pizarras, 341
Rocas sedimentarias orgánicas, 341
 del carbón mineral, 344
 pizarras, 341
Rocas sedimentarias silíceas, 330
 definición, 330
 diatomitas, 332, 333
 Flint, 331
 jaspe, 331-332
 novaculita, 332
 origen de las, 333
 pedregales estratificados, 330-
 oolíticos, 330
 porcelanita, 332
 radiolarita, 333
 tierra de diatomas, 332
 tierra de radiolarios, 332
 trípoli, 332
 variedades, 330
Rocas sedimentarias tobáceas, 189
 arcillas volcánicas, 189
 arenas, 189
 areniscas, 189
 gravas volcánicas, 189
 de limos, 189
 de lodo, 189
 pizarras volcánicas, 189
 toba de brecha, 189
Rocas silícicas o ácidas, 86
Rocas ultramáficas, 171
 composición, 171
 ocurrencia, 174
 origen, 177, 180
 textura, 171
 variedades, 172
Rocas vítreas, vitrofiro, 195
Rocas volcánicas, 6, 58, 188 (véase tam-
 bién *Rocas piroclásticas*)
 aglomerados de respiradero, 188
 arcillas volcánicas, 189
 arenas volcánicas, 188
 areniscas, 189
 bloques, 188
 bombas, 188
 brecha volcánica, 189
 cenizas, 188
 conglomerados, 189
 definición, 6, 58
 gravas volcánicas, 189
 de limo, 189
 de lodo, 189

- modo de ocurrencia, 66-69
 aa, 67
 conos de lava, 69
 lava de bloque, 67
 lava pahoe-hoc, 67
 pizarras volcánicas, 189
 sedimentos de ceniza, 188
 texturas y estructuras, 62
 toba de brecha, 189
 Rocallosas, montañas, 367, 470
 Rockall, isla atlántica de, 111
 Rockallita, 111
 Rosenbusch, H., 85, 93, 110
 Ross, C. S., 191, 194
 Rubey, W. W., 296
 Ruckmick, J. C., 172, 175, 180
 Rudáceo, conglomerado, 255
 Rudita, 254
 Runnels, R. T., 311
 Rusia, 193
 Chibina, 149
 Kola, península de, 147, 149, 152
 Lovosers, 149
 Siberia,
 Aldan, 485
 Amur, río, 193
 Sikhote Alin, 193
 Umpstek, península, 147, 149
 Urals, montes, 1, 5
 polares, 177
 Russell, I. C., 321
- S
- Saksela, M., 79
 Sander, B., 431
 Saussuritización, 160
 Scotford, D. M., 461, 475
 Schaaf, D., 311, 321, 331
 Schairer, J. F., 48, 227
 Schlieren, rayaduras en las rocas graníticas, 72
 Schoenlaub, R. A., 331
 Schopf, J. M., 344
 Secciones estratigráficas (véase *Unidades estratigráficas*)
 Sederholm, J. J., 460, 488-490
 Sedimentarias, rocas, 241 (véase *Rocas sedimentarias*)
 Sedimento arcilloso, 254
 Serie de disolución sólida, 30
 Serie de reacción,
 continua, 205
 discontinua, 205
 opinión de Bowen sobre la, 205
 Serie de sustitución iónica, 30
 Serpentinita, 174
 ocurrencia, 174
 origen, 177
 Serpentinización, 181, 182
 Seudotaquilita, 405, 428
 Shand, S. S., 93, 104, 171
- clasificación de las rocas ígneas, 85, 94
 basada en composiciones químicas, 110
 identificación de los feldespatoides, 55
 opinión acerca de la autointrusión, 212
 origen de las sienitas alcalinas, 150
 técnicas de descoloración (feldespatoides), 55
 Shepherd, E. S., 34, 349
 Shonkinita, 145, 148
 Shrock, R., 320
 Sial, 198
 Sienitas, 145
 alcalinas, 147
 composición, 145
 cuarcíferas, 148
 foyaíta, 147
 larvikita, 148
 nordmarkita, 148
 ocurrencia, 147
 origen, 147
 pulaskita, 148
 shonkinita, 148
 variedades, 148
 Siever, R., 361
 Silicatos, estructura de los, 30 ss.
 ciclosilicatos, 31
 filosilicatos, 32, 424
 grupos de, 30
 inosilicatos, 31, 424
 de cadena doble, 32
 de cadena sencilla, 31
 investigación por medio de rayos X, 30
 ncosilicatos, 31
 sorosilicatos, 31
 tectosilicatos, 33
 Silicatos, sistemas de, 220 ss.
 forsterita-silíce, 225
 $KAlSiO_4-NaAlSiO_4-SiO_2$, 227
 piroxeno-plagioclasa, 220
 Silíce,
 deficiencia de, 232
 grupo de la, 42
 Silícicas o ácidas, rocas, 86
 Siltstone (limonita), 254
 Sill, 73-76
 Sima, 198
 Sistemas binarios, 15
 Sistemas de silicatos (véase *Silicatos, sistemas de*)
 Slates (pizarras), 457
 composición química, 457
 definición, 457
 manchadas, 449
 ocurrencia, 457
 textura, 457
 Slos, L. L., 348, 362
 Sneesby, G., 86
 Soldadura, 388
 Solución, 390 (véase *Disolución*)
 Sorosilicato, 31, 423
 South Dakota,

- Black Hills, 122, 135, 296, 301, 326, 463
 Sioux, 287
 Spessartita, 186
 Stead, J. E., 336
 Stearns, H. T., 68
 Steiger, G., 311, 326, 340
 Stillwell, F. L., 512
 Stone, R. W., 326
 Stout, W., 311, 321, 331
 Subaluminicas, rocas ígneas, 87
 Subgrauwackas, 292
 composición, 292
 definición, 292
 ocurrencia, 292
 origen, 295
 Subhedral, forma, 61
 Subramaniam, A. P., 78, 165, 481, 484, 485
 Substitución atómica, 29 ss.
 Suecia, 109, 193, 472, 486
 Alnö, isla, 160, 187
 Upsala, 149
 Suiza, Valais, 468
 Sullivan, E. C., 336
 Sumatra, 178
 Superior, distrito del lago, 363
 Superior, región del lago, 282, 338, 381
 Switzer, G., 484
- T
- Taconita, 465
 carbonatada, 465
 jaspeada, 465
 de magnetita, 465
 de silicato, 465
 Tamaño del grano,
 fino, 60
 grueso, 60
 mediano, 60
 Taquilita, 75, 167
 Tasmania, 169
 Tectógena, estructura, 517
 Tectosilicato, 33, 425
 estructura, 425
 Tefrita, 155
 Tennessee, 281, 325
 Teralitas, 159
 Tercier, J., 364
 Terry, R. D., 94
 Teschenita, 160
 Tetraedro fundamental de Pettijohn, 274
 Texas, 191, 193, 315, 327, 347, 464, 473
 Bell Canyon, 267
 Chambers, condado de, 237
 Diablo, sierra del, 459
 Enchanted Rock, 134
 Frío, 293
 Guadalupe del Oeste, montañas de, 267
 Lobo, montaña del, 77, 136
 Llano, condado de, 471
 Marathon, región, 305
 McKittrick Canyon, 267
- McLemon, condado, 266
 Paisano, 111
 Seeligson, 287
 Terlingua-Solitario, 148
 Trans-Pecos, 234
 Van Horn, 467
- Textura (s),
 clástica, 253
 no clástica, 258
 de las rocas ígneas, 62, 70-72
 afanítica, 60
 almohadillada, 66
 amigdaloides, 63
 bandeada críptica, 157
 bandeada rítmica, 156
 clástica, 65
 diabásica, 65
 escoria, 63
 esferulítica, 62
 esquialito, 72
 fajada o gnéica, 71
 fanérica, 60
 de fenocristales, 64
 fluidez, 63
 gabroica, 71
 glomeroporfirítica, 64
 gráfica, 71
 granitoides, 71
 inclusión, 73
 laminación, 156
 miarolítica, 72
 ofítica, 65
 orbicular, 73, 158
 pasta, 64
 perlítica, 62
 pómez, 63
 porfirítica, 64
 rapakiwi, 108
 schlieren (rayaduras oscuras), 72
 seriada, 64
 traquítica, 64
 vesicular, 63
 de xenolitos, 72
 de rocas sedimentarias, 252
 amorfa, 259
 cementación, 254
- Textura,
 de las rocas sedimentarias,
 clasificación progresiva, 257
 clasificación y tamaño de los granos
 clásticos, 254
 clástica, 253
 cristaloblastica, 258
 detriticas, 253
 esferulítica, 259
 forma, 255
 grano, 254
 granular cristalina, 258
 madurez, 253
 matriz, 254
 no clástica, 258
 oolítica, 259
 pisolítica, 259

- porfiroblástica, 259
 redondeada, 255
 sacaroide, 259
 tamaño, 254
 trama relictas, 258
 Textura alotriomórfica, 62
 Textura hipidiomórfica, 62
 Textura merocristalina, 60
 Textura oolítica, 259
 Thiel, G. A., 296
 Thorp, E. M., 317
 Tierra,
 composición química de la corteza de la, 6 ss.
 estructura zonal concéntrica, 197, 200
 estructura interna, 198
 manto, 197
 núcleo, 200
 sial, 198
 sima, 198
 Tierra de diatomeas, 332
 Tierra de radiolarios, 332
 Tilley, C. E., 171, 232, 414, 419, 482, 486
 Tillitas, 284
 definición, 284
 en materiales aluviales deslavados fuera de cauce, 285
 ocurrencia, 285
 Timor, 178
 Tirol, 488
 Toba (s), 190, 293, 325
 alteración, 191
 andesita, 190
 areniscas, 293
 basalto, 190
 corrientes de lodo, 190
 composición, 190
 dacita, 190
 núcleos ardientes, 190
 ocurrencia, 192
 riolita, 190
 soldadas, 190
 traquita, 190
 variedades, 190
 Toleitas, 167
 Tonalita, 106
 Torbanita, 343
 Tracey, J. I., 376
 Tramas de las rocas metamórficas, 426, 431 (véanse *Estructuras; Texturas*)
 alineación, 431
 análisis, 432
 augen, 427
 blásticos, 426
 blastofíticas, 427
 blastoporfiríticas, 427
 cataclásticas, 428, 438
 cristaloblasticas, 426
 entrecruzadas, 428
 esquistosas, 430
 estructura gnéica, 431
 exfoliación, 431, 439
 granoblasticas, 426, 428, 439
 granulosas, 429
 hornfelsicas, 428
 idioblasticas, 426
 inyección de lecho por lecho, 431
 lepidoblasticas, 431
 nematoblasticos, 431
 palimpsestias, 428
 poikiloblasticas, 427
 porfiroblastos, 427, 429
 relictas, 428
 serie cristaloblastica, 426
 superficie S, 431
 xenoblasticas, 426
 Traquandesitas (latitas), 154
 Traquibasaltos, 169
 Traquitas, 154
 Travertina, 325
 Trípoli, 332
 Troctolita, 155
 Tröger, W. E., 45, 54, 92
 Trommsdorf, W. F., 210
 Troncos, 80
 Turbidez, corrientes de, 358
 Turmalinización, 111
 Turner, F. J., 93, 201, 235, 331, 407, 415, 419, 432, 435, 437, 491, 514, 515
 Tuttle, O. F., 43, 49-50, 228, 293
 Twenhofel, W. H., 323
 Tyrell, C. R., 287

U

- Uganda, 109
 Ultramáfico, clan (véase *Rocas ultramáficas*)
 Uncompahgrita, 172
 Unidades estratigráficas,
 Adelaida, 285
 Alamoore, 459
 Ammonoosuc, 464, 478, 483
 Antietam, 451
 Atokan, 292
 Baraboo, 281, 288, 452
 Barron, 288
 Bartlesville, 269
 Bedford, 475
 Beckmantown, 322
 Bell Canyon, 267
 Berea, 287
 Beverly, 147, 149
 Bighorn, 322
 Blue Ridge, 111
 Brandywine, 281
 Brassfield, 311
 Brevard, 471
 Bushveld, 147
 Caseyville, 359
 Ceres, 269
 Clinton, 309, 336, 337
 Coast Range, 113
 Conway, 110
 Cortlandt, 147, 158

- Chattanooga, 269
 Cherry Creek, 455, 459
 Chilliwick, 124
 Chugwater, 301, 309
 Delaware, 331
 desmoinesiana, sección, 348, 369
 Duluth, 208
 Dwyka, 285
 Eden, 314
 Ellenburger, 334
 Fern Creek, 285
 Fordham, 475
 Fort Hays, 311
 Fort Payne, 331
 Fountain, 290
 Freeport, 311
 Frio, 287, 293
 franciscana, formación, 292, 293, 331
 Gallatin, 282
 Gilford, 158
 Glenwood, 296
 Gowganda, 285
 Great Dyke, 174
 Greenhorn, 338
 Green River, 343, 368
 Grenville, 455, 473, 478, 483, 490
 Idaho, 113, 116
 Idaho Springs, 463, 477
 Igaliko, 149
 Inyo, 123
 Juniata, 309
 Karroo, 168
 Keweenawan, 208
 Knox, 321
 Lafayette, 281
 LaMotte, 289, 362
 LaSalle, 347
 Littleton, 461, 470
 Liverpool, 347
 Magdalena, 287
 Manhattan, 461
 Mariposa, 458
 Martinsburg, 458
 Maysville, 314
 McLish, 314
 Meissen, 149
 Mettawee, 458
 Modelo, 296, 340
 Monroe, 311, 321
 montañas Wichita, 76, 80
 Monterey, 331
 Mowry, 296, 301, 333
 Newark, 290, 309
 Niágara, 321
 Niobrara, 325
 Ogishke, 282
 Oneonta, 322
 Onondaga, 313
 Orfordville, 470
 Oriskany, 288
 Ortega, 452, 470
 Oswego, 293
 Palizada, 170, 208
 Paraná, 170
 Penery, 267
 Phosphoria, 341
 Pierre, 343
 Pikes Peak, 110
 Pilasberg, 149, 152
 Pittsburgh, 346
 Plauen, 149
 Pocono, 292
 Potsdam, 288
 Poway, 282
 Quincy, 111, 147, 149
 Randville, 321
 Rex, 331
 río Price, 282
 Roan, 478
 Romanine, formaciones, 322
 Salem, 311, 315
 Sallyards, 269
 San Marcos, 158
 Shakopee, 322
 Shonkin Sag, 147
 Sierra Nevada, 116
 Silverville, 269
 Simpson, 390
 Sioux, 288
 Sittampundi, 78-79, 162
 Snowbank, 159
 Spergen, 315
 St. Austell en Cornwall, 108
 St. Genevieve, 315
 St. Peter, 269, 288, 359, 362, 390
 Stanly, 292
 Stilwater, 162
 Stormberg, 148
 Strawn, 315
 Sudbury, 158, 162
 Swedes Flat, 123
 Teanaway, 74
 Torridomiana, 287
 Tully, 338
 Tuscarora, 288
 Tyler, 287, 292
 Unión Bay, 172, 174, 180
 Upsala, 149
 Vermillion, 113, 117, 147
 Wabana, 337
 Wasatch Range, 285
 Watchung, 169
 Waterloo, 288
 White Mountain, 213
 Wichita, montañas, 208, 216
 Wilmington, 475
 Wood, río, 282
 Woodbine, 266
 Yule, 455
 Urtita, 160
 Utah, 76, 193, 328, 341, 343, 464
 Henry, montañas, 154
 Nephi, 326
 Tintic, distrito, 120
 Wasatch, meseta, 282

V

Valle del Misisipi, 322
 Van Hise, C. R., 509
 Van Houten, F. B., 291, 308
 Van Tuyl, F. M., 324
 Variación, diagramas de (véase *Diagramas de variación*)
 Varves, 263
 Venezuela, 177, 465, 468
 Vening-Ménesz, F. A., 395
 Verhoogen, J., 93, 201, 235, 415, 435, 491
 Vermont, 467
 Ascutney, monte, 147, 212
 Cuttingville, 150
 Chester, 464
 Hanover, 461
 Keene-Brattleboro, 461
 Monadnock, monte, 132
 Pleasant Mountain, 150
 Red Hill, 150
 Rutland, 462
 Tacónica, región, 292
 Vidrios, 194
 obsidiana, 195
 origen, 194
 piedra pez, 195
 taquilita, 75, 167
 variedades, 194
 Virginia, 327, 467
 Blue Ridge, 111
 Catoclin, montañas, 451, 457
 Henry, condado, 470
 Patrick, condado, 470
 Vishnyakov, S. G., 333
 Vitrofiro, 140, 195
 Vogesita, 186
 Vogt, T., 415
 Volcán, 81
 caldera, 68, 69
 cono, 69
 cráter, 69
 Volcanes, 69-70, 81
 de protección o de mamparo, 69
 respiraderos de, 70
 Volcánicas piroclásticas, rocas, 188 ss. (véase *Rocas piroclásticas*)
 Von Richthofen, F., 141
 Von Wolf, F., 76
 Vulcano o volcán, 81

W

Wager, L. R., 157, 232
 Wahlstrom, E. E., 202
 Wanless, H. R., 349

Ward, R. F., 475
 Washington, estado de, 124, 292, 333
 basaltos eocenos, 66
 Columbia, meseta del río, 66, 234
 Colville, batolito de granodiorita de, 71
 Okanagan, montañas, 160
 Olympic, península, 169
 Wallowa, 134
 Wenatchee, 74
 Washington, H. S., 8, 85-86, 88, 199
 Waters, A. C., 489
 Watt, W. R., 166
 Weeks, L. G., 364
 Weir, G. W., 263
 Weller, J. M., 345, 349, 386
 White, D., 349
 Wilbert, L. J., 370
 Wilcox, R. W., 481
 Willcomb, G. E., 326
 Williams, C. R., 213
 Williams, H., 93, 192
 Winchell, A., 166
 Winkler, H. G. F., 217
 Wisconsin, 133, 313, 343
 Hurley, 287
 Wiseman, J. D. H., 415
 Wyoming, 187, 192, 309, 331, 343, 464
 Beartooth, montañas, 461, 478, 482, 483
 Cokeville, 340
 Gardner Lake, 475
 Gros Ventre, 282
 Laramie, 162, 470, 477, 510
 Leucite Hill, 55, 155, 230
 Medicine Bow, montañas, 452
 Sherman, 163
 Sunlight, montañas, 74
 Torre del Diablo, 66

X

Xenolitos, 72

Y

Yoder, H. S., 401, 482, 487
 Young, R. G., 368

Z

Zirkel, F., 85, 109
 Zona de variables, 372
 Zonas de profundidad metamórficas, 410
 catazona, 410
 epizona, 410
 mesozona, 410

ESTA OBRA HA SIDO EDITADA POR UNIÓN TIPOGRÁFICA
 EDITORIAL HISPANO-AMERICANA, DE MÉXICO, D. F.
 AVENIDA UNIVERSIDAD, 767. FUE IMPRESA EN
 FUENTES IMPRESORES, S. A., DE MÉXICO,
 D. F., CENTENO 4-B, Y SE TERMINÓ
 EL DÍA 30 DE MARZO DE 1968.
 LA EDICIÓN CONSTA DE 8,000
 EJEMPLARES

PRECIO DE VENTA EN MÉXICO: \$